

Die großen Wandfluchten des Wetterstein- und Karwendelgebirges

Horst Kupke



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555227_0017

DIE GROSSEN WANDFLUCHTEN DES WETTERSTEIN-
UND KARWENDELGEBIRGES

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München



vorgelegt

von

Horst Kupke

aus

Amberg

Berichterstatter: Prof. Dr. H. Louis

Tag der mündlichen Prüfung: 25. 6. 1958

Meiner Mutter zu eigen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	1
Baueigentümlichkeiten des Wettersteingebirges	7
Ferchenseewände - Schachen	9
Stuiben - Kreuzeck	13
Höllentalklamm	15
Wandpartie zwischen Waxenstein und Ehrwalder Köpfl	18
Ehrwalder Köpfl - Holzer Wiese	20
Holzer Wiese - Feldernjöchl	22
Die Südwand zwischen dem Gatterl und dem Puittal	27
Pestkapelle - Lange Lähn	35
Deutung der Schräghänge	39
Vergleichende Betrachtung der Wand des Kalblingzuges in den südlichen Gesäusebergen und der Wand des Kreuzkofels in den Südtiroler Dolomiten .	43
Baueigentümlichkeiten des Karwendelgebirges	47
Die Nordwände der Vorderen Karwendelkette	49
a) Der Westabschnitt ostwärts bis zur Steinkarspitze	49
b) Der Mittelabschnitt von der Steinkarspitze bis zum Stuhlkopf ...	54
c) Der Ostabschnitt zwischen Johannestal und Gamsjoch	56
Die Nordwände der Hinteren Karwendelkette	59
a) Der Westabschnitt über dem Karwendeltal	59
b) Der Ostabschnitt zwischen der Birkkar- und der Mittagsspitze ...	63
Zusammenfassung	73
Literaturverzeichnis	75
Kartenverzeichnis	83

Vorwort

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit empfing ich von Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. O. Maull. Ursprünglich bestand meine Aufgabe darin, den von ihm geprägten Begriff der Faltenlandstufen im Rahmen einer Einzelstudie auf seine Anwendbarkeit in den Kalkalpenrändern der Ostalpen hin zu untersuchen.

Herr Prof. Dr. Dr. h. c. O. Maull gab mit Rücksicht auf seinen Gesundheitszustand nach dem Sommersemester 1955 seine Lehrtätigkeit und damit auch die Leitung dieser Arbeit auf.

Herr Prof. Dr. H. Louis, Vorstand des Geographischen Institutes der Universität München, übernahm in entgegenkommender Weise die Betreuung meiner begonnenen Arbeit und liess ihr stets grosszügige Förderung angedeihen. Auf Exkursionen und in Gesprächen empfing ich von Herrn Prof. Dr. H. Louis mannigfache Anregungen.

Meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. O. Maull und Herrn Prof. Dr. H. Louis, möchte ich für ihre Unterstützung meinen vorzüglichen Dank aussprechen.

Ferner fühle ich mich all denen sehr verpflichtet, die mir bei meiner Tätigkeit fördernd zur Seite standen, besonders Herrn Prof. Dr. H. Fehn, der mit grossem Interesse den Gang der Arbeit verfolgte, und Herrn Privatdozenten Dr. W. Zeil, der mich speziell in geologischen Fragen jederzeit hilfsbereit beriet.

Zur Bestreitung der aus den Begehungen erwachsenden Unkosten konnte mir Herr Prof. Dr. H. Louis einen vom Akademischen Senat der Universität München aus den Erträgen der Einhundertjahrstiftung bewilligten, nennenswerten Betrag überreichen, für den ich hiermit herzlich danke.

Einleitung

Die Wände sind eines der eindrucksvollsten Formenelemente der alpinen Landschaft. Sie trennen weite Hochplateaus von tiefer gelegenen Flächen, Becken und Talandschaften, begleiten den Lauf von Flüssen und Bächen und bilden Grate, wenn sich von zwei benachbarten Tälern her Wände verschneiden. Ihre häufig wechselnden Formen zeigen oftmals allmähliche Übergänge zu den weniger stark geneigten Böschungen, den Hängen. Will man die Wände von den Hangpartien unterscheiden, so geschieht das am besten an Hand des Neigungswinkels ihrer Oberfläche.

Auf diese Weise nimmt O. Lehmann eine Unterscheidung vor. Er versteht unter einer Wand eine steile Böschung, deren abwitternde Stücke ihren Platz in freiem Fall verlassen (44, S. 83). Der Steinschlag von nacktem Fels hört nach seinen Untersuchungen bei einer Böschungsneigung von $55-50^{\circ}$ auf (44, S. 115). Damit ist der unterste Neigungswinkel genannt, von dem ab eine Böschung nicht mehr als Wand zu bezeichnen ist. Seinem Vorschlag soll hier gefolgt werden.

Die in den Wänden des Untersuchungsgebietes vorhandenen, unter einem Winkel von $35-42^{\circ}$ geneigten Felspartien werden als Schräghang bezeichnet. Dadurch soll zum Ausdruck gebracht werden, dass es sich um eine Übergangsform zwischen einem Flach- und einem Steilhang handelt.

Petrographische und strukturelle Beschaffenheit bilden Voraussetzungen für die vorbereitende Tätigkeit der Verwitterung, die Denudation und die formende Arbeit des fließenden Wassers und des Eises, deren Ergebnisse so überaus wechselvoll beschaffen sein können. Die Schichtpakete befinden sich im Raume der Nord-tiroler Kalkalpen nur mehr selten in normalem Verbaude mit der ursprünglichen Unterlage oder in einer angenähert horizontalen Lagerung. Weit häufiger ist der Fall anzutreffen, dass die Schichten aufgekippt, reduziert, durch Aufeinander-türmen und Faltung verdoppelt sind. Oder es kommen durch Schubbewegungen junge Gesteine in gleiche Höhe mit älteren, schwache neben widerständige zu liegen.

Reichhaltig ist die Formenwelt, die hieraus der Abtragungsvorgang schafft. Meistens drückt sich der Unterschied der benachbarten Gesteine in ihrer voneinander abweichenden Gestalt aus. Manche der anzutreffenden Formen stehen in direktem Zusammenhang mit der petrographischen Wechsellagerung.

Schon früh erklärte man Wandfluchten, die nicht unmittelbar auf die Arbeit der Flüsse und des Eises zurückgeführt werden können und die sich nur schwer auf ein Talniveau beziehen lassen, als Ränder von Decken, Schuppen und Riffen, an denen vor allem die Denudation die weitere Ausgestaltung bewirkt.

So beschreibt E. von Mojsisovics (60, S. 495) in seinem Werk über die Südtiroler Dolomiten die Steilabstürze der Riffe als ausgesprochenes Werk der Denudation. Ein Vorgriff auf die spätere Erklärung dieser Formen als schichtstufenartige Bildungen ist darin wohl nicht zu sehen.

Dieser Deutungsversuch setzt erst nach der Diskussion des Begriffes „Schichtstufenland“ durch die Arbeiten von R. Gradmann (1919, 26) und H. Schmitthenner (1920, 81) ein. Danach besteht die Voraussetzung für die schichtstufenartige Bildung einer Wand darin, dass ein widerständiges Gesteinspaket ein schwächeres, wasserundurchlässiges überlagert. Letzteres setzt den abtragenden Kräften weniger Widerstand entgegen und wird deshalb rascher ausgeräumt, wodurch das darüber befindliche widerständigere seiner Unterlage beraubt und nachbrechen wird. Verstärkend wirkt dabei der Wasserstau, der zu Quellaustritten an der Schichtgrenze führen kann.

Dieser Vorgang bewahrt die Steilheit des Randes der widerständigeren Partie. Die Wand bleibt als solche erhalten, sobald und solange der schwache und wasserundurchlässige Horizont seine Funktionen erfüllen kann. Freilich erleidet der die Wand bildende Gesteinskomplex als ganzer einen Verlust, von der Steilheit seines Randes her gesehen kann man jedoch diesen Abtragungsvorgang als einen die Wand erhaltenden ansprechen.

Ob man auch in Verbindung mit der vorangehenden Erosionsleistung der Flüsse die primäre Ausbildung und die weiträumige Rückverlegung solcher Steilränder zu gesprochen wem man darf, wie es im Schichtstufenland geschieht und von J. Goldberg (1951, 22, S. 32) in seiner Arbeit über das Hochkönigsmassiv vermutet wird, ist im alpinen Raum wegen der hier herrschenden komplizierten tektonischen Verhältnisse nicht ohne weiteres zu entscheiden. Die widerständigen Gesteinspakete, die bedeutend mächtiger sind als jene im Süddeutschen Schichtstufenland, mahnen bei derlei Folgerungen zur Vorsicht.

Wohl einer der ersten, der sich über das mögliche Auftreten von Schichtstufen im alpinen Raum ausgesprochen hat, war E. Christa (1924, 17, S. 437): „Bei Grösserwerden des Einflusses verschwinden rasch die Möglichkeiten für die Entstehung einer Stufenlandschaft. Wir erhalten stattdessen häufig normale Mittelgebirgs- (Schweizer Art) oder gar Bergkettengestalten, die zum Teil wenigstens, vielleicht aus Stufenländern herabsteigend, sind. Gerade bei unseren nördlichen Kalkalpen möchte man auf letzteres denken.“

Hierbei kommt es E. Christa wohl in der Hauptsache auf die bei der Ausbildung dieser Landschaftstypen wichtige Schichtneigung und die durch grössere Neigung bedingte Möglichkeit von Veränderungen an, wie sie etwa im Hochgebirge zu erwarten sind. Er meint den dabei entstehenden Gebilden offensichtlich Eigenständigkeit zu (17, S. 437) und weist auf die fehlende bis zu Graten aufgezehrte Stufen-

oberfläche hin, ohne jedoch weiter auf sie einzugehen und aus dem ganzen Formenkomplex die Erscheinungen am Stufenrand gesondert zu betrachten, auf die es ja bei dem von E. Christa erwähnten grossen Einfallswinkel der Schichten vornehmlich ankommen sollte.

Der entscheidende Schritt, der zur Einführung dieser Arbeitshypothese Veranlassung gab, erfolgte etwa gleichzeitig durch W. Behrmann (1933, 9, S. 134) und O. Maull (1933, 56, S. 8). Beide gehen bei ihren Überlegungen vornehmlich von Rändern der Hochflächen aus, die einer alten Landoberfläche der Alpen zugehören.

Behrmann legt dabei besonderen Nachdruck auf die Gleichaltrigkeit der „Landterrasse“, als einer Schnittfläche, mit der zugehörigen „Trauf“, die demnach die ältesten Formenelemente in diesem Raume repräsentieren. An Hand der verschiedenen Neigungswinkel der widerständigeren Gesteinspakete unterscheidet er Schichtstufen und Schichtkämme und kommt im Hinblick auf die Deckenstirnen zu folgendem (9, S. 135): „Doch scheinen die Deckenfronten der Überschiebungen oft ähnliche Formengruppen zu erzeugen wie Schichtstufen, wenn sie nur langgestreckt an die Oberfläche treten und wenn nur der Wechsel des Gesteins so gross ist, dass bei der Denudation einzelne Horizonte herausgearbeitet werden. Auch dann dürften alte Züge im Antlitz der Alpen vorliegen.“

Offenbar kommt es dem Verfasser vor allem darauf an, von der Gradmannschen Fassung des Begriffes ausgehend, in der alpinen Schichtstufenlandschaft eine Formengruppe zu finden, mit deren Hilfe eine relative Datierung alter Landoberflächen möglich ist. So greift er denn auch in seiner neueren Betrachtung dieser Frage die Südtiroler Dolomiten heraus (1954, 12), einen Raum, in dem die mächtigen Dolomit- und Kalkschichten in einer relativ ungestörten Lagerung anzutreffen sind.

O. Maull prägt für die Schichtstufen im Hochgebirge den Begriff der Faltenlandstufen und stellt ihn den Schichttafelland oder Schichtstufen „im nicht oder höchstens sehr seicht gefalteten Tafelland“ (56, S. 9) gegenüber. Die Faltenlandstufen erläutert er auf folgende Weise: „In den Alpen beziehen sich zahlreiche gewaltige Abtragungshänge weder auf ein ehemaliges noch auf ein heutiges Talniveau, sondern auf ein Denudationsniveau, oft nur auf eine Denudationsterrasse. Von hier aus recken sich riesige Wände, meist in sich gestuft, bis zu den Kanten hoher Plateaus, ja bis zu den Gipfeln hinauf. Sie kommen in allen Bereichen vorwiegend schwebender Lagerung, liegender Falten oder auch ganzer Schubpakete und Decken vor.“ (58, S. 110). Aus dem Hinweis auf Schubpakete und Decken geht hervor, dass sich der Begriff Faltenlandstufen nicht auf ein durch blosse Faltung entstandenes Hochgebirge bezieht. Unter Berücksichtigung der durch das stärkere Einfallen der Schichten und der komplizierteren Lagerungsverhältnisse bedingten Abwandlung der Landterrasse gilt sein Augenmerk vorwiegend der Ausbildung der Stufe.

Die sich bei der steileren Aufrichtung der Gesteinspakete entwickelnden Formen bezeichnet er als Schichtkämme oder Kammstufen.

Von den beiden letztgenannten Abhandlungen aus findet der Begriff der Schichtstufen Eingang in verschiedene Einzelstudien.

In seiner Untersuchung über die Reiteralpe und das Lattengebirge lehnt C. Rathjens (69, S. 35) das Vorhandensein von Schichtstufen in den ältesten Zügen dieser Gebirgsgruppen ab. Nach seiner Auffassung wirken hier erst seit dem Pliozän die Kalktafeln wie Bergstöcke mit Schichtstufenrändern. Bei der Betrachtung über die Schichtneigung gelangt C. Rathjens zu der Aussage: „Dieselbe Freiheit von der tektonischen Anlage tritt auch in den steilen Aussehrändern der Kalktafeln zutage, wo die Dachsteinkalkschichten durchaus nicht immer in den Berg hinein fallen, wie es bei den Schichtstufen die Regel ist, und wo das Fallen auch ohne Einfluss auf den Neigungswinkel der Wände bleibt.“ (69, S. 36).

Wie Mortensen jedoch zeigte, ist das Einfallen der Schichten in die Wand hinein bei der Ausbildung von Stufen im Schichtstufenland nicht die durchgehende Regel, sondern nur der häufigste Fall (1963, 61, S. 113).

Malaschofsky betrachtet die beiden nördlichen Karwendelketten als Schichtstufen, die schon im Miozän ausgebildet waren (54, S. 102).

H. Uhlir folgt ihm hier in bei der Erklärung der Westflanke des Wettersteingebirges, wo Muschelkalk und Wettersteinkalk über Neokommergel wahrscheinlich zurückgewittert sind, ohne dass Uhlir eine zeitliche Bestimmung des Vorganges vornimmt (94, S. 85). Darüber hinaus berichtet er von ähnlichen Bildungen kleineren Ausmasses in den Lechtaler Alpen (94, S. 83).

Im Verlaufe der eigenen Beobachtungen ergab sich, dass durchaus nicht alle Wände, die in einem widerständigen Gesteinspaket ausgebildet sind und an deren Basis sich weniger widerständiges Gesteinsmaterial befindet, auf schichtstufenartige Bildungsvorgänge zurückgeführt werden können. Es lassen sich vielmehr in gewissen Fällen Anhaltspunkte für die Annahme aufweisen, dass die weniger widerständigen Schichten, die heute am Wandfusse anstehen, ehemals an der Wand höher hinaufreichten, als es heute der Fall ist. Offenbar sind bei solchen Verhältnissen die widerständigen Gesteinskomplexe — Kalke und Dolomite — bei den tektonischen Vorgängen entweder in die schwächeren Schichten eingesunken, wie es etwa O. Ampferer (6, S. 73) für den Südrand der Gesäuseberge annimmt, oder die widerständigen Schichten wurden an die schwächeren angepresst. Danach erfolgte die Abtragung der schwächeren Schichten am Kontakt gegen die widerständigen Gesteine, so dass die steilen Kontaktflächen, mit denen die letzteren einst an die schwächeren Gesteine grenzten, freigelegt wurden und sich heute mehr oder minder in ihrer ursprünglichen Form als freistehende Wände darbieten.

Ein weiteres uns hier beschäftigendes Problem betrifft die Einzelformung der Wände selbst. Schichtstufenwände müssen im einheitlichen Gestein im gleichen Gebiet annähernd gleich geneigt sein. Nur ein Gesteinswechsel in den Wänden kann in ihnen eine Böschungsänderung hervorrufen.

Die untersuchten Wände der Kalkalpen zeigen jedoch zuweilen sehr auffällige Böschungsdifferenzierungen ganz anderer Art. In ihnen sind offensichtlich in grossem Umfange Stücke von alten Haldenhängen entwickelt. Das ist für die Deutung der bei der Wandbildung eingetretenen Vorgänge von erheblicher Bedeutung.

Die Bildung von Haldenhängen haben W. Penck (68) und O. Lehmann (44) und in neuerer Zeit ganz besonders I.P. Bakker (8) an Hand theoretischer Überlegungen erfasst, die sie durch Beobachtungen stützten. Es zeigt sich, dass eine Wand nur über dem oberen Ende der zu ihren Füßen angesammelten Schutthalde zurückwittert. Die Halde greift allmählich über das feste Gestein der zurückwitternden Wand hinweg und begräbt unter sich einen Haldenhang (nach W. Penck) oder Felskern (nach O. Lehmann), der eine etwas steilere Neigung besitzt als die Halde und den das Lockermaterial der Halde daher nur in geringer Mächtigkeit bedeckt. Eine vollständig aus Schutt zusammengesetzte Halde ist meist nur vorgetäuscht, weil der darunter befindliche Haldenhang der direkten Beobachtung entzogen wird. Gewisse Vorgänge und Lagerungsverhältnisse sind jedoch angetan, den Haldenhang von seiner Hülle zu befreien. Ähnliche Formen, schuttfreie Haldenhänge finden sich in einigen Wänden des Untersuchungsgebietes.

Die angeführten Problemkreise sollen nun durch eine genauere Untersuchung der Aussenwände des Wetterstein- und Karwendelgebirges näher verfolgt werden. Dabei wird sich zeigen: Die Gliederung von Wänden und Verflachungen an den Wettersteinnordabfällen erweist sich als vorwiegend strukturbedingt, jedoch ohne dass hierbei schichtstufenartige Verhältnisse grossen Ausmasses vorliegen. Unsere Beobachtungen werden sich hier besonders mit den Annahmen von H. Uhlig über Altfächenreste auseinanderzusetzen haben.

An der Westfront des Wettersteingebirges sind dagegen Lagerungsverhältnisse vorhanden, die es gestatten, die gewaltigen Westwände zum Teil als eine Art riesige Schichtstufe aufzufassen.

Wieder anders liegen die Dinge an den Wettersteinsüdabfällen. Bei ihnen handelt es sich offensichtlich nicht um eine Faltenland-Schichtstufe. Hier zeigt sich aber eine sehr bemerkenswerte Gliederung der Steilabstürze durch eine zwischengeschaltete Zone von Schräghängen. Mit Hilfe von Beobachtungen am Nordsaum der Mieminger Kette lassen diese Verhältnisse eine zurückliegende Etappe der Formenentwicklung im Wettersteingebirge etwas näher erfassen.

Im Karwendelgebirge werden wir uns mit der Auffassung der Nordwände der Vorderen und Hinteren Karwendelkette als Schichtstufe auseinandersetzen, die

von O. Ampferer, W. Behrmann und A. Malaschofsky vorgetragen wurde. An Hand von Beobachtungen soll gezeigt werden, dass die nordseitigen Steilabstürze der Vorderen Karwendelkette mit Ausnahme der Torwände keine Schichtstufe darstellen. Ebenso handelt es sich bei der Hinteren Kette im Raume zwischen dem Hochalmsattel und dem Sauissköpfl nicht um eine Faltenland-Schichtstufe. Dieser Abschnitt wird zum Teil durch Schräghänge gegliedert. Dagegen lassen sich vom Sauissköpfl bis zum Kaisergrat fast durchgehend Lagerungsverhältnisse aufweisen, die die Voraussetzungen für eine Schichtstufe bilden.

Beobachtungen in einigen anderen Wandgebieten der Kalkalpen dienen zur Erweiterung der im Wetterstein- und Karwendelgebirge gewonnenen Erfahrungen.

Baueigentümlichkeiten des Wettersteingebirges

Mauerartig erhebt sich das Wettersteinmassiv aus dem mittelgebirgigen Werdenfeller Land und bildet dessen südliche Begrenzung. Nur in den Talausgängen der Partnach und des Hammersbaches gewährt es Zugang ins Innere. Jedoch enden beide Täler im Innern an Hochstufen und vermitteln keinen Durchgang.

Wie im Norden, so fällt der Gebirgsstock auch an seinen übrigen Flanken in jähem Steilabstürzen zu den ihn allseits umgebenden Tiefenzonen ab. Am grossartigsten geschieht das in der Westwand, die prall und wenig gegliedert annähernd 2000 m hoch aus dem Ehrwalder Becken aufragt. Von der Holzer Wiese ab streicht sie, das Geissbachtal im Norden begleitend, nach Osten weiter, um sich vom Hochwannenkopf an — getrennt durch die in einzelne Köpfe aufgelöste Treppe der südlichen Vorbergzone — zum Leutaschtal hinabzusenken. Das Tal der Leutascher Ache und der Isar scheiden das Wettersteingebirge von der Arnsnitzgruppe und dem im Osten anschliessenden Karwendelgebirge.

Im Gegensatz zu der nach aussen hin gezeigten einheitlichen Gestalt steht die reiche innere Gliederung des Massivs.

Die beiden Täler der Partnach und des Hammersbaches zerlegen es in drei Hauptkämme, die sich in der Zugspitze (2964 m) wie in einem Knotenpunkt vereinigen. Der kürzeste reicht von hier als nordwestliche Begrenzung des Hölentales bis zum Waxenstein. Der mittlere, der des Hochblassen, senkt sich, nach Osten ausgreifend, zum Ausgang des Reintales auf 1860 m Höhe ab. Als auf- und absteigender, scharf gezeichneter Grat durchmisst der Wettersteinkamm, die Südgrenze des Massivs bildend, den Gebirgszug in seiner vollen Ost-West-Erstreckung. An der Dreitorspitze gabelt sich der Kamm, umschliesst die Hochfläche des Plattachs und zieht in seinem südlichen Ausläufer bis zum Öfelekopf, im nördlichen bis zur Wettersteinspitze nach Osten weiter, um sich über die Ferchenseewände zum Isartal hinabzuneigen.

Diesen vornehmlich an ihrer Nordseite von zahlreichen Karen aufgelösten, scharf profilierten Kammern stehen die zwischen ihnen gelegenen, breit ausgebildeten Hochstufen des Hölentalkares, des Platts und des Plattachs gegenüber. Sie stellen jeweils hochgelegene Talenden dar, deren Anlage einer früheren Phase der Gebirgsgestaltung angehört. Ihre Erhaltung verdanken sie vor allem dem zur Verkarstung neigenden, sehr reinen Wettersteinkalk, der gemeinsam mit dem anisischen Muschelkalk den Gebirgsstock in der Hauptsache aufbaut.

Von den vielfach jüngeren Gesteinen der Umgebung setzen sich die insgesamt über 1000 m mächtigen Kalke überaus scharf ab.

In der mittelcretazischen Faltungsperiode wurden in den Kalken Sättel und Mulden angelegt, deren Achsen zum Teil ins Werdenfelser Land hinausstreichen wo dann auch jüngere Schichten in die Bewegungsvorgänge miteinbezogen wurden. Die Sattel- und Muldenachsen streichen Ost-West und fallen nach Osten hin ein. Hiermit steht die im Westen gelegene Kulmination des Gebirges in der Zugspitze und die nach Osten hin zu bemerkende Erniedrigung der Kämme im Einklang. Im Norden setzt der Faltenbau mit der Höllentalantiklinale ein, die nach Süden hin in die Mulde des Berntales übergeht. Deren südlicher Muldenflügel bildet den Wettersteinkamm. Er überragt eine südliche Muldenzone jüngerer Schichten, an die sich die Sattelregion der südlichen Vorberge anschließt.

In der tertiären Tektonese erfolgte der Aufschub des Wettersteinsmassivs auf die im Westen gelegenen jüngeren Schichten und im Süden die Anpressung an das gleiche Material (Leuchs, 1923, S. 101; 1930, S. 95).

Bei diesen beiden Phasen charakterisierende abrupte stratigraphische Wechsel fehlt dem Nordrand des Gebirges. Aber auch hier sind genügend Anzeichen für die Bewegungen zu finden, doch scheitern sie kaum Lagerungsverhältnisse, die zu einschichtbedingten Stufen führen. Ausmasses Veranlassung gäben. Man trifft hier denartige Bedingungen kleineren Umfangs, wie auch durch Härteunterschiede bedingte Formen anderer Art, vor allem gebildet an die Wechselagerung von Raibler Mergeln und Raibler Kalken an.

Im Palmen der Nordthaler Decken nimmt das Wettersteinsmassiv eine umstrittene Stellung ein.

Schlagintweit vereinigte es in seinen Betrachtungen zusammen mit der Mieminger Kette mit einer aus dem Süden stammenden Decke, unter der die jüngeren Schichten der südlichen Vorbergezone in einem Fenster herauschauen (1912, 72, S. 76/82), wobei durch die vorangegangene Aufwölbung dieses Bereiches die Falten der nördlichen Muldenbegrenzung steil nach Norden und die der Vorberge durch Überkippung in gleicher Richtung einfallen. Aus seiner Schilderung, wie aus den ihm beigelegten Profilen entsteht der Eindruck einer im Nordwesten, Westen und Süden von jüngeren und schwächeren Schichten unterlagerten Muschelkalk-Wettersteinkalk-Scholle.

Ampterer ordnet dagegen das Wettersteingebirge als eine höhere Teildecke der Lechtaldecke an, die von der zur Inntaldecke gehörigen Mieminger Kette durch die Zone der jüngeren Schichten getrennt wird (1912, 3, S. 210).

Penken erhob gegen die Anwendung der Deckentheorie in diesem Raume Bedenken (1943, 13). Er legte nahe, dass weder die Inntal- noch die Lechtaldecke einheitliche, allseitig wurzellos schwimmende Deckschollen sind, sondern dass die erstere der ursprüngliche und ortständige Mittelstreifen der Lechtaleinheit

ist (13, S. 249). Beim Zusammenschub wurden die starren Gesteinsplatten schuppenförmig übereinandergeschoben, die darüber oder dazwischen liegenden plattischen Gesteinsserien dagegen teils ausgequetscht, teils gefaltet (13, S. 251).

Max Richter lehnt auf Grund seiner Untersuchungen in den Lechtaler Alpen neuerdings die Existenz einer Inntaldecke dort wie auch im Raume des Karwendel-, Wetterstein- und Mieminger Gebirges ab (1954, 74, S. 79). Nach seiner Auffassung gibt es hier nur einen Schuppenbau. Über die Zone der jüngeren Schichten südlich des Wettersteinkammes schreibt er: „Das Fenster des Puitentales östlich von Ehrwald kann nur noch als Mulde gedeutet werden, die von beiden Seiten her zugeschoben wird, ähnlich wie die südlichste Mulde der Lechtaler Alpen (Kaiserjoch-Spieltistjöchl usw.), ist dann als herausgeschürft und verschleift an der Basis der zweiten Karwendelkette zu betrachten, nicht mehr als Fenster wie sie Max Richter (1929 und 1937) gedeutet hat.“

Nach diesem Hinweis auf den geologischen Bau sollen nun die Formen des Gebirges und zwar besonders die Wände näher beschrieben werden.

Ferchenseewände — Schachen

Im Osten setzt das Wettersteingebirge mit den Ferchenseewänden ein. Nach Norden gerichtet ragen sie vom Lautersee nach Westen ziehend kaum 100 m hoch auf. Ihre geringe Gliederung, die graue Farbe des Wettersteinkalks, das Fehlen von frischen Abbruchstellen in der Wand im Verein mit dem Mangel an grösseren Schutthalden zu ihren Füßen deuten auf die geringe Abtragung hin.

Von der Basis der Wand erfolgt der Abstieg zu der vom Ferchen- und Lautersee erfüllten Mulde über eine Treppe. Sie gelangte in den vor dem Wettersteinkalk steil aufgerichteten Raibler Mergeln, Sandsteinen, Kalken und Rauhwacken zur Ausbildung. Parallel zur Wand, in den Raibler Mergeln, ziehen längliche Hohlformen mit anmoorigen Böden hin. Ihre nördliche Begrenzung bildet ein an die Kalke und Rauhwacken gebundener Wall, der von kleinen Querdurchbrüchen, die die Entwässerung der Hohlformen vermitteln, gegliedert wird.

Der allmähliche Anstieg des Wettersteinkalkzuges in westlicher Richtung geht am Fusse der Wettersteinspitze (2152.5 m) in einen steilen Aufschwung über, der zum Gipfel hinaufführt. Von hier aus nimmt der eigentliche Kamm der Wettersteinwand seinen Ausgang und erstreckt sich bis zur Dreitorspitze (2633 m) über dem Plattach.

Von der schroffen Nordwand des Grates zieht mit verschiedenen hoch gelegenen Ansatzpunkten eine Reihe von Riedeln nach Norden. Zwischen ihnen befinden sich tief eingearbeitete, talkesselähnliche Hohlformen, die sich in torartigen Ausgängen nach Norden hin öffnen. Sieht man von den Hohlformen ab, so entsteht der Eindruck einer Stufe vor der eigentlichen Wand.

Die hauptsächlich im Wettersteinkalk liegenden Riedelköpfe des Gamsangers des Zirbel- und Kämkopfes weisen mit ihren 200-300 m hohen Steilabbrüchen nach Norden. An ihrer Basis stehen die Raibler Schichten an, die unter den Ferchenseewänden die beschriebene Formengruppe gestalten. Im Westen, am Grabe der Schwarzen Laine, zeigen die Raibler Schichten in Verbindung mit dem hier im Süden in einem Streifen anstehenden Wettersteinkalk ähnliche tektonische Lagerungsverhältnisse wie unter den Ferchenseewänden. Zwar ist hier keine Mulde in den Mergeln bzw. Sandsteinen angelegt, doch befindet sich in ihnen zwischen Raibler- und Wettersteinkalk der tief eingekerbte Bachanfang.

Der Sporn des Gamsangers steht offenbar mit der darüber aufragenden Wand in ungestörtem Kontakt. Auf ihm liegen die Raibler Mergel bzw. Sandsteine in einer tektonischen Mulde, wie aus der geologischen Karte (b) zu entnehmen ist. Doch schon der Verband des Zirbelkopfes mit der Wettersteinwand ist durch Verwerfungen gestört. An seinem Wandansatz sind Raibler Mergel und Kalke zwischen dem Wettersteinkalk im Norden und Süden eingeklemmt. Das gleiche Bild wiederholt sich am Kämkopf, wo die Raibler Schichten nicht nur an der Wand in einer solchen tektonisch bedingten Schutzlage zu finden sind, sondern auch weiter nördlich unterhalb der Kulmination des Riedels.

Der Riedel des Kämitores (1871 m) liegt entgegen den drei obigen allein im Raibler Kalk und Sandstein. Es hat den Anschein, als wäre hier der Wettersteinkalk der Wand, der über dem Riedelansatz aufragt, emporgehoben und die Raibler Serie des Riedels zwar mitgeschleppt worden, jedoch im ganzen weit zurückgeblieben. Ähnliches hieret sich am Schachentorkopf dar, der ebenfalls in den Raibler Schichten angelegt ist. Der Raum zwischen dem Schachentorkopf (1858.5 m) und dem Kämitor ist offenbar bei den tektonischen Bewegungsvorgängen nicht so weit herausgehoben worden wie der nach Osten anschliessende Bereich. Denn beide Köpfe werden allein von den Raibler Schichten aufgebaut, während der Kämitor und der Zirbelkopf im Wettersteinkalk liegen, auf dem nur mehr in begünstigter Lage Reste von Raibler Schichten zu finden sind.

Vom Königjause am Schachen gelangt man über einen Rücken, der in den Raibler Sandsteinen und Kalken liegt, auf das Frauenalpl. Östlich dieses Rückens hebt sich eine kegelförmige Hohlform aus, die mächtige Schutthalde ausfüllen, aus denen sich die steile Wand zum Plateau des Frauenalpls heraushebt. An ihr erkennt man einen festigen Darnsch, der sich in einer nach Südwesten ziehenden Verwerfung mit der die Raibler Schichten des Rückens scharf von den Wettersteinkalken der Teufelsgras im Süden trennt.

Das Plateau des Frauenalpls stellt in seinem westlichen Abschnitt eine wellige Fläche dar, die sich vornehmlich in den Raibler Mergeln, die zum Teil in tektonischen Schutzlagen auf und zwischen dem Wettersteinkalk lagern, der zwischen

ihnen an die Oberfläche tritt. Die Mergel dienen als Quellhorizont und sind Ursprung kleiner Gerinne, die über den westlichen Steilabsturz ins Oberreintal ziehen. Dabei kerben sie den Wettersteinkalk ein und schwemmen die Mergel mit hinab. Im Süden begrenzt der Kamm der Dreitorspitze die Hochfläche. Nach Norden und nach Osten zu hebt sich das Plateau heraus. Hier beteiligen sich dann auch wieder Raibler Kalke am Aufbau, deren Unterlagerung durch die entsprechenden schwächeren Horizonte wegen der Schutthülle nicht erweisbar ist.

Der zuletzt beschriebene Formenschatz ist in den Arbeiten von A. Malaschowsky (55, 1941) und H. Uhlig (94, 1954) Ansatzpunkt der Altflächendeutungen in diesem Raume. Malaschowsky (55, S. 115) sieht im Schachenplateau und Frauenalpl Reste eines miozänen Reliefs. Die Riedelköpfe des Schachentorkopfes, des Kämitores und des Kämikopfes bezeichnet er als nicht schichtbedingte Schulterverebnungen gleichen Alters. Als Stütze dieser Auffassung dienen die etwa gleichen absoluten Höhen der Köpfe und des Schachenplateaus und die Unabhängigkeit der Verebnung vom jeweiligen Gestein.

Dabei ist allerdings zu bemerken, dass sich der Wetterstein- und der Raibler Kalk in ihrer Widerständigkeit nicht allzu stark voneinander unterscheiden. Dort, wo aber Mergel und Sandsteine der Raibler Schichtserie auftreten, kommen deren Härteunterschiede gegenüber den Kalken in den Formen deutlich zum Ausdruck.

H. Uhlig (94, S. 12) schliesst sich bei der Datierung der Flachformenreste Malaschowsky an. Auch er betrachtet die Schachenaltlandschaft als Rest der Raxlandschaft, die durch weitere Hebung in die heutige Höhenlage gerückt ist. In gleicher Weise wird das Frauenalpl von Uhlig als eine mit dem Schachen gleichaltrige Ebenheit angesehen. Er (94, S. 34) nimmt nach der gemeinsamen Verebnung eine tektonische Verstellung an, durch die das Frauenalpl in ein höheres Niveau als das Schachenplateau gelangte. Die Argumente hierfür sind die Verdoppelung der Flachformen, das zweimalige Auftreten der Raibler Schichten in verschiedenen Höhen, der schon genannte Verwerfungsharnisch in der Wand hinter dem Königshaus und das Durchziehen von T1-Formenresten, die sich vom Oberreintal bis zu den hohen Quellmulden am Rande des Schachenplateaus verfolgen lassen.

Das zweimalige Vorkommen der Raibler Schichten in verschiedener Höhenlage, verursacht durch die Verwerfung, ist einleuchtend. Dagegen kann die gemeinsame Ausbildung der Flachformen und die damit zusammenhängende Datierung der Verwerfung nicht ohne Einwand bleiben.

Die westliche Begrenzung des Schachens bildet der Rücken der Raibler Kalke, die über den auf der Wettersteinkalkbasis aufliegenden Mergeln und Sandsteinen etwa 100 m hoch aufragen. Dagegen sind im Westen des Frauenalpis nur mehr Reste der Raibler Mergel zu finden.

Es erhebt sich hier die Frage, wie denn nun die gemeinsame Verebnung der beiden Altflächen beschaffen war? Setzte sich der Rücken auf das Frauenalpl fort, so müsste er hier im Gegensatz zum Schachenplateau nachträglich abgetragen worden sein. Da auf dem Frauenalpl in der Verlängerung des Rückens nur mehr Raibler Mergel auf der Wettersteinkalkunterlage anzutreffen sind, wäre hier für die Abtragung der im Rücken des Schachens selbst noch vorhandenen Kalke die Denudation über den Mergeln als massgeblicher Faktor zu betrachten.

Diese Form der Abtragung ist aber auch unabhängig von einer vorangegangenen gemeinsamen Einebnung möglich. Mit anderen Worten, die Ebenheit des Frauenalpls ist in der Hauptsache an das Vorkommen der Raibler Mergel gebunden, über denen die hier im westlichen Teil bereits fehlenden Kalke auf dem Wettersteinkalk als Unterlage durch die Denudation abgetragen worden sind. Das kann nun auch in verschiedener Höhenlage erfolgen, sofern nur der Mergelhorizont zu Wirksamkeit gelangt und der Abtransport des anfallenden Lockermaterial gesichert ist. Beides ist auf dem Frauenalpl wie auf dem Schachen gewährleistet. Das gleiche gilt für die Riedel des Kämi- und Zirbelkopfes, auf denen die Raibler Schichten denudativ entfernt wurden, wodurch die Ebenheiten in der Wettersteinkalkunterlage zustande kamen.

Die im östlichen Raum des Frauenalpls auftretenden Raibler Kalke setzen sich in einer deutlichen Treppe vom westlichen Gelände ab. Ihre wahrscheinliche Unterlagerung durch die zu erwartenden Mergel und Sandsteine bleibt, wie schon gesagt, unter dem Schutt verborgen. Von einem Hinübergreifen der Verebnung über die verschiedenen Schichtglieder kann kaum die Rede sein.

Durch Ebenheit allein kann das höchst mögliche Alter der Verebnung wie auch das der Verwerfung nicht bestimmt werden. Aber auch ihre Datierung mittels der T-I-Formenreste von Uhlig an der zum Oberreintal hinabreichenden Wand ist umstritten.

Malaschofsky schreibt über den Bereich: „Talab fehlen im Reintal alle Restformen, vor allem infolge der starken glazialen Ausräumung.“ (55, S. 114).

Dagegen führt Uhlig (94, S. 14) eine Reihe von Schultern in diesem Raume an, unter anderem auch eine, die unter dem Schachenpavillon in 1665 m Höhe in der bezeichneten Wand durchzieht und seiner T-I-Talgeneration angehören soll. Im folgenden (94, S. 34) wird die T-I-Talgeneration dann als Beweis für die Heraushebung des Frauenalpls nach der Ausbildung der Ebenheiten der angenommenen Raxlandschaft benutzt.

Die eigenen Beobachtungen lassen die diesbezüglichen Ausführungen Malaschofskys eher als zutreffend erscheinen, zumal die gut gebankten, annähernd horizontal lagernden Kalke der beschriebenen Wand durch Verwerfungen stark

gegliedert sind. Ihnen folgt die Abtragung und schafft so stellenweise treppenartige Gebilde die schulterartige Verebnungen vortäuschen können.

Die angeführten Beobachtungen zeigen, dass es sich bei den nordseitigen Steilabstürzen in diesem Raume nicht um schichtstufenartige Bildungen handelt. Die Wände und Verflachungen sind hier hauptsächlich strukturbedingt. Bei der Ausgestaltung der Verflachungen spielt verschiedentlich die schichtstufenmässige Abtragung des Raibler Kiaks über Raibler Mergel und Sandstein eine Rolle. Diesen Vorgang, der sich an die Raibler Schichtserie knüpft, werden wir im nächsten Kapitel am Beispiel der Stuibenwand noch näher kennenlernen.

Stuiben - Kreuzeck

Vom Schachen durch das Quertal der Partnach getrennt setzt in etwa gleicher Höhe der Blassenkamm mit dem Hohen Gaifkopf (1864 m) ein. Mit seinem südlichen Abfall bildet der Kamm die Talflanke des Reintales und senkt sich in seinen östlichen Partien mehr oder weniger scharf nach Norden ab. Gemeinsam mit den Ausläufern der Alpspitze, den Bernadeinwänden und dem Höllentorkopf, dem Längenfeld, dem Kreuzeck und dem Kreuzjoch umgreift er in weitem Bogen den tief eingekerbten Talkessel der Bodenlaine.

Der Kessel liegt mit seiner engeren Umrahmung im Hauptdolomit und in den Raibler Schichten. Über diese Schichten hinweg greift er in die höheren, vornehmlich im Wettersteinkalk gelegenen Bereiche gleichsam wie in Ausläufern, den Hohlformen der Hochalm, der Bernadeinalm und des Griesskares, hinauf.

Das Griesskar ist ein Talschlauch, der von der Alpspitze, ihrem ostwärts gerichteten Sporn im Norden und dem Blassenkamm im Süden in wuchtiger Weise flankiert wird. Vom Schachen aus gesehen erscheint der Talschlauch wie eine kleinere Wiederholung des Reintales in grösserer Höhe, mit dem er ja die Laufrichtung wie auch weitgehend die Form gemein hat. Nur fehlt ihm dessen weiträumiger Talschluss. Wie sein grosser Partner ist er vom Eis mitgeformt worden und birgt am Fusse seiner Flanken grosse Schuttmassen. Der wannenförmige Boden neigt sich allmählich nach Osten und erfährt in Höhe des Hohen Gaifs (2288 m) eine Erweiterung. Die Höhe der flankierenden Wände vermindert sich in gleicher Richtung. Der Ausläufer der Alpspitze bricht etwas oberhalb des Stuibensees steil ab und setzt sich in einer keilförmigen, welligen Platte nach Osten zu fort. Von ihr neigen sich die Bernadeinwände zur Hohlform der Bernadeinalm hinab, eine kleinere Treppe trennt sie vom Griesskarboden, in dessen Mitte der Stuibersee in einer vom Eis herauspräparierten Wanne liegt. In seiner Umgebung wie auch weiter im Osten ragen die Schichtköpfe des annähernd 30° ONO fallenden hellen Wettersteinkalkes wie Rippen auf, die auf ihrer Oberfläche vor Karren gezeichnet sind.

Der nach Osten weiterziehende, breite Karboden wird westlich des Hohen Gaifkopfes durch die quer zu seinem Lauf nach Norden streichende Stuibenwand gesperrt. Diese liegt im Gegensatz zum Karboden und seiner Südgrenze — dem Gassenkamm — im Raibler Kalk, der gleichfalls ONO fällt. Er wird von Mergeln und Sandsteinen der gleichen Schichtserie unterlagert, die vermutlich dem Wettersteinkalk konkordant aufliegen, über dem sie eine Schichtstufe ausbilden. Die ungefähr 1 km lange und 30-60 m hohe Schichtstufe setzt am Grat des Hohen Gaifs ein, der im Wettersteinkalk liegt. Dieser fällt hier nach Norden ein und zeigt etwas weiter südlich sogar eine saigere Stellung. Ihm liegen die Raibler Mergel und Sandsteine auf, in denen eine kleine Scharte ausgebildet ist, die im Norden vom Raibler Kalk gesäumt wird. Es handelt sich dabei um eine Aufschleppung des Wettersteinkalkes, bei der die Raibler Schichten ebenfalls aufgebogen wurden, ähnlich wie es schon weiter oben für den östlichen Raum beschrieben wurde.

Vom Fusse der Stuibenwand reicht ein von Schutt bedeckter Hang zum oberen Gassental hinab, das zur Bodenlaine gerichtet ist. In gleicher Richtung neigt sich die Wand. Somit entsteht das Bild einer ungefähr parallel zum Schichtfallen streichenden Stufe. Dabei ist allerdings die Ostkomponente der Fallrichtung nicht ausser Acht zu lassen, die in der nach Nordosten zum Partnachtal geneigten Terrassenoberfläche zum Ausdruck kommt. Diese Formengruppe veranschaulicht die zur Erklärung der Verebnungen des Frauenalps und des Schachens angeführte Möglichkeit der schichtstufenartigen Abtragung im grösseren Umfange.

Über die schon genannten Bernadeinwände gelangt man vom vorderen Griesskar in die Hohlform der Bernadeinalm. Sie liegt in der Hauptsache im Wettersteinkalk, wird aber im Norden vom Raiblerkalk gesäumt. Nach Osten gerichtet vereinigt sich diese Hohlform mit dem unteren Gassental.

Ein nicht allzu hoher, im Raibler Kalk gelegener Riegel trennt sie vom Becken der Hochalm. Hier beteiligen sich neben dem Wettersteinkalk wieder die Raibler Schichten in grösserem Umfang am Aufbau der Landschaft. Die Mergel und Sandsteine dieser Schichtserie sind hier die Voraussetzung für die Almwirtschaft.

Der von der Hochalm nach Westen zur Hupfleite weisende Weg verläuft etwa auf der Grenze zwischen Wettersteinkalk und Raibler Schichten. Um den Punkt 1858 m fällt der im Süden anstehende Wettersteinkalk nach Norden ein, ebenso der nördlich anschliessende Raibler Kalk des Längenfeldes. Zwischen beiden ist in die Raibler Mergel und Sandsteine eine Scharte eingesenkt. Auch an dieser Stelle handelt es sich um eine Aufschleppung der genannten Schichtglieder. Von hier aus ziehen die Raibler Kalke nach Norden weiter und bilden gegenüber dem Schwarzen Kopf eine kleine Schichtstufe aus, deren zugehörige Landterrasse das Längenfeld ist. Vom Längenfeld aus nach Osten zieht der Riedel des Kreuzjochs als Nordflanke des Talkessels der Bodenlaine weiter. Der Riedel liegt in der Haupt-

sache in Raibler Kalken. Nach Westen setzt er sich im Rauhkopf und im Henneneck, die vom Wettersteinkalk aufgebaut werden, fort. Beide brechen im Gegensatz zum Kreuzjochrücken steil nach Norden ab. Das Henneneck, in dem der Wettersteinkalk am weitesten nach Norden vorspringt, überragt als östlicher Pfeiler den Ausgang des Höllentales.

Höllentalklamm

In dem bisher beschriebenen östlichen Gebiet heben sich die Raibler Schichten und der Hauptdolomit vom Garmischer Becken aus allmählich nach Süden zu heraus und verzahnen sich in vielfältiger Weise mit dem Wettersteinkalk, dem sie meist konkordant aufliegen. Erst über dieser verschieden geformten Landschaft, die weit ins Wettersteingebirge hinein vordringt und durchschnittlich bei 1000 m Höhen von 1900 m hinaufreicht, ragen die eigentlichen, ausschliesslich im Wettersteinkalk gelegenen Hochgebirgsformen auf.

Der von der Alp Spitze über das Höllentor, den Schwarzen Kopf zum Henneneck nach Norden ziehende Ausläufer begrenzt das genannte Gebiet nach Westen hin und bildet die östliche Flanke des Höllentales.

Im Gegensatz hierzu beginnt die Hochregion westlich der Höllentalklamm sofort mit einem abrupten Anstieg, der im Wettersteinkalk zur Ausbildung gelangte. Von seiner Basis greift ein recht steiler, bis zu 500 m hoher Hang als verbindende Übergangszone in das Becken von Grainau und des Eibsees hinunter. Dieser vornehmlich aus Muschelkalk bestehende Hang geht weiter im Westen in eine Treppe über, die sich deutlich vom Vorland absetzt.

Der westliche Pfeiler der Höllentalklamm und gleichzeitige Ausgangspunkt des Waxensteinkammes ist das Männl (1889 m). Im Männl springt der Wettersteinkalk etwa gleichweit wie im Henneneck nach Norden vor und bricht zum Stangenwald in einer angenähert 400 m hohen Wand ab. Diese streicht erst nach Westen, um dann am Zwölferkopf in südwestlicher Richtung bis zum Ehrwalder Kopf wieder zuziehen. Dabei bietet sie durchaus nicht den Eindruck einer glatten Fläche, sondern zeigt Vorsprünge und Runsen, die wie im Bayerischen und Österreichischen Schneekar ansehnlich erweitert sind. Die Wand erweckt den Anschein, als wäre sie aus vielen eng aneinanderliegenden Blöcken zusammengesetzt, die gemeinsam durchbewegt worden sind und deren Fugen von den Abtragungskräften ausgestaltet wurden. Besonders augenfällig tritt das im Raume zwischen der Schönanger Spitze (2274 m) und der Zugspitze (2961 m) hervor. Die hier in ganzen Abschnitten auf- und absteigende Kammlinie bestärkt diese Vorstellung.

Vom Ausgang der Höllentalklamm hebt sich der schon erwähnte Hang bis zum Nordeck des Männls rasch heraus. Unmittelbar unter dem Wettersteinkalk der Wand

befinden sich Partnachschiechten, die etwas nördlich davon vom Muschelkalk abgelöst werden. In den Partnachschiechten zieht eine tiefe Runse unmittelbar unter der Wand zum Hammersbach hinunter. Sie wird von grobem Wettersteinkalkschutt erfüllt, der hier wie auch sonst in dem Raume das anstehende Gestein der unmittelbaren Beobachtung entzieht. Nur in kleineren Höhlen am Fusse des Männels kann man die Lagerungsverhältnisse der Partnachschiechten näher erkennen. In der einen von ihnen, die sich in etwa 1400 m Höhe befindet, sind die Mergel vor dem südlich anschliessenden Wettersteinkalk steil aufgerichtet. Auf ihnen ruht ein etwa 10 m hoher Wettersteinkalkklotz, der an der Wand lehnt und nur durch eine Verwerfung von ihr getrennt wird. Er scheint auf den Mergeln etwas niedergesunken zu sein, denn die erst saiger stehenden Partnachmergel biegen direkt unter ihm in eine horizontale Lage um. Daraus wie auch aus dem bis auf 1000 m Höhe ins Hammersbachtal hinabziehenden Kontakt zwischen dem Wettersteinkalk und den Mergeln kann man wohl schliessen, dass ersterer vornehmlich an die Partnachmergel steil angepresst ist und sie kaum überlagert. Demnach handelt es sich bei dem Wandabschnitt zwischen dem Klammausgang und dem Zwölferkopf (2232 m) wohl kaum um eine Denudationsstufe.

Dagegen spielen die Lagerungsverhältnisse bei der Gestaltung der Klamm eine wesentliche Rolle. Der scharfe Einschnitt des Baches, der in einem höher gelegenen, weiteren, wahrscheinlich in der Hauptsache vom Eis benutzten Talboden eingeschnitten ist, liegt im Wettersteinkalk. Mit grossem Gefälle durchmisst und verlässt der Bach die Klamm, um dann vor dem Wettersteinkalk in ein zwar tiefes, aber normal geböschtes Tal einzutreten. Sein Fluss, obwohl immer noch rasch, erreicht nicht mehr die schiessende Bewegung, die er in der Klamm selbst besitzt. In jenem Abschnitt quert er die Zone der Partnachschiechten, zwischen denen Muschelkalk auftaucht.

Das folgende Kapitel soll die in dieser Arbeit hauptsächlich am Beispiel der Wände aufgerollte Frage — inwieweit nämlich die grossen Wandfluchten von Kalkmassiven als Schichtstufen bzw. Kontaktflächenwände zu deuten sind — an Hand von Talstufen und Klammern kurz beleuchten.

Der abrupte Gesteinswechsel von Partnachmergeln und Wettersteinkalk führte wohl zur Ausbildung der Höllentalklamm, da der Hammersbach in der Zone der Mergel zu einer grösseren Erosionsleistung befähigt ist als im anschliessenden Wettersteinkalk, in dem er nur durch die Ausbildung einer Klamm der davorliegenden tieferen Zone folgen konnte. Man wird jedoch bei der Erklärung die Wirkung des Eises, die von ähnlicher Art gewesen sein muss, nicht ausser Acht lassen dürfen.

Das hier anzutreffende Lagerungsverhältnis, das in einem Nebeneinander von widerständigen, relativ wasserdurchlässigen Schichten und weniger widerständigem

wasserundurchlässigen Gesteinsmaterial besteht, scheint, soweit eigene Beobachtungen reichen, in der alpinen Formenwelt von umfangreicher Bedeutung zu sein.

Dort, wo grosse Kalkpakete aus einer Umgebung von weniger widerständigen Gesteinen aufragen, zeigen die Täler im Kalk häufig klammartige Ausgänge, Wasserfälle, oder sie sind oberhalb eines steilen Talstückes verkarstet. Offenbar treten diese Erscheinungen dann auf, wenn die schwächeren Schichten, die ehemals höher an den Kalkpaketen hinaufreichten, rasch ausgeräumt wurden, so dass die im Kalk befindlichen autochthonen Bäche mit der Tieferlegung ihres Bettes nicht folgen konnten. Von derartigen Vorgängen zeugen die Höllentalklamm und der Wasserfall des Geissbaches unter dem Seebensee in der Mieminger Kette.

Ähnliches gilt für die Partnachklamm, die im Muschelkalk des Wamberger Sattels ausgebildet ist. Die Klamm kam wohl auf Grund der rascheren Ausräumung des nördlich anschliessenden Talabschnittes zustande, der sich hauptsächlich in Partnachmergeln und Raibler Schichten befindet. Bei der Gestaltung des Loisach-Quertales, das für die Partnach als Erosionsbasis anzusehen ist, kommt wohl der Eisarbeit eine nicht unwesentliche Bedeutung zu. Die Partnachklamm selbst ist jedoch im Gegensatz zur Höllentalklamm nicht an den Übergang vom Wettersteinkalk des eigentlichen Massivs zum nördlich anschliessenden, weniger widerständigen Gestein geknüpft. Sie liegt vielmehr in dem O-W streichenden Sattel, der als ein dem Massiv im Norden vorgelagerter Querriegel fungiert. Da ihn der widerständige aber wasserundurchlässige Muschelkalk und die gleichfalls wasserundurchlässigen Partnachmergel aufbauen, bildet er für das nach Süden anschliessende Partnach- bzw. Reintal, solange er für dieses die örtliche Erosionsbasis darstellt, einen Schutz gegen Verkarstung. Verstärkend wirken hierbei die zwischen dem Riegel im Norden und dem Massiv im Süden befindlichen Raibler Mergel und Kalke und der relativ wasserundurchlässige Hauptdolomit, die von Norden her auf den Wettersteinkalk des eigentlichen Gebirgsstockes hinaufgreifen.

Auch die grossen verkarsteten, nach Norden gerichteten Hochtäler des Tennen- gebirges sind wohl ebenfalls auf das Nebeneinander von Kalken und weniger widerständigen, wasserundurchlässigen Gesteinen zurückzuführen (z.B. Tiefe Gruben, Die Wies, Die Schwer, Triebgrube). Es handelt sich um eine Reihe von rampenartigen Tälern, die vom Kalkplateau in die nördlich davor gelegene Tiefenzone hineinziehen, die zum grossen Teil in den Werfener Schichten ausgebildet ist. In ihren oberen, von grossen Dolinen durchsetzten Abschnitten sind die Täler weniger steil geneigt. Bei etwa 2000 m Höhe gehen sie in steile, von hohen, schroff abfallenden Kämmen gesäumte und vom Eis geschliffene Talabschnitte über. Die heutige Entwässerung des Plateaus zur Lammner hin, auf welchen Bach im wesentlichen die Schaffung der genannten Tiefenzone zurückzuführen ist, erfolgt unterirdisch. In der Hauptsache geschieht das wohl durch die zwei grossen Karstquellen, den Wiener Fall (702 m) und den Tricklfall (etwa 130 m), die beide

aus den Kalken bzw. Dolomiten des Plateaus in geringer Höhe über den davor anstehenden Werfener Schichten austreten. Bei diesen Erwägungen ist allerdings zu berücksichtigen, dass ähnliche Formen, wie die oben genannten, nicht allein durch das Nebeneinander von widerständigen und weniger widerständigen Gesteinen hervorgerufen werden können sondern auch durch eine grössere Wasserführung der Hauptentwässerungsader gegenüber jener der Nebenbäche. Das ist offenbar im nördlichen Bereich des Dachsteinmassivs durch die allochthone Traun gegeben.

Die ehemals auf dem Dachsteinplateau entspringenden, nach Norden ziehenden Gewässer konnten mit dem raschen Einschneiden der Traun nicht Schritt halten und verkarsteten infolgedessen. Auf die gleichen Vorgänge ist wohl auch die Berglenklamm im Wettersteinmassiv zurückzuführen. Hier konnte der das Plattach entwässernde Bach dem raschen Einschneiden der Leutasch nur durch die Ausbildung einer scharfen Kerbe folgen.

Die Verhältnisse, die sich auf die unterschiedliche Wasserführung der Entwässerungsader gründen, sind anscheinend nicht nur an fremdbürtige Flüsse gebunden, denn sobald man die Kare als vom Eis mitgeformte ehemalige Täler ansieht, sind die hier betrachteten Formen auch innerhalb eines in Bezug auf den widerständigen Gesteinskomplex autochthonen Gewässernetzes zu finden. Als Beispiel könnte vielleicht das Reintal mit den nach Norden gerichteten, über ihm ausstreichenden Karen (Kleiner und Grosser Hundstall) angeführt werden.

Wandpartie zwischen Waxenstein und Ehrwalder Köpfl

Am Fusse des Grossen Waxensteins (2278 m) spielen die Partnachschichten eine andere Rolle als im Raume zwischen der Höllentalklamm und dem Zwölferköpfl. Der Wettersteinkalk springt hier nach Süden zurück, so dass eine nach Westen schauende Wand zustande kommt. Deren Kalk wird von steil nach Osten einfallenden Partnachmergel unterlagert. Die Mergel weisen unter dem Wettersteinkalk kleine Höhlen auf, die die Voraussetzungen für das Nachbrechen des Kalkes bilden. Die um den Punkt 1699 m zu beobachtenden grossen Blöcke zeugen von derlei Vorgängen. Es handelt sich bei diesem kleinen Wandabschnitt tatsächlich um eine schichtstufenartige Umgestaltung des Steilabsturzes.

Von da aus streicht der Hang unter der Wand im Muschelkalk bis zum Bärenheimatkopf weiter. In dessen Höhe greift er streckenweise auch auf den Wettersteinkalk im Süden über, von dem aus eine grosse Schutthalde in die Latschenregion hinabreicht.

Der Bärenheimatkopf ist als ein rundbuckliger Sporn im Muschelkalk angelegt, der von der Wand aus nach Norden zieht. Von ihm aus umgreift in weitem, nach Südwesten gerichteten Bogen der Muschelkalk die Tiefenzone der Zugasse. Die Westflanke des Bärenheimatkopfes ist in der Bärenfalle in scharfer Form aufge-

schlitzt. Keilförmig sind hier zwischen dem Muschelkalk die Partnachschichten eingeklemmt. Ihnen folgte vornehmlich die Abtragung und räumte sie weitgehend aus, wodurch im Kalk die steilen annähernd 100 m hohen Steilabstürze freigelegt wurden. Deren Oberkante befindet sich in einer Höhe von 1500 m. Von der Kante nimmt die flacher geneigte Oberfläche der Umrahmung der Zuggasse ihren Ausgang, die mit kontinuierlichem Anstieg bis zum Riffelriss reicht. Im Muschelkalk gelegen beginnt dieser Schräghang unter dem Wettersteinkalk der Wand, neigt sich erst flacher, um dann in einer Höhe von 1500-1670 m in einer stellenweise über 100 m hohen steileren Partie über der davorliegenden, waldbestandenen Tiefenzone auszustreichen. Die schwächer geneigte Oberfläche der Sockelstufe wird in Abständen von Runsen gekerbt.

In der auf diese Weise gerahmten Zuggasse stehen von etwa 1000-1400 m Höhe Kössener Schichten an. Es hat den Anschein, als ob die Ausbildung der beschriebenen Stufe in enger Verbindung mit diesem Vorkommen stände. Als Anhaltspunkt hierfür können die Verhältnisse in der Bärenfalle dienen. Wäre der Muschelkalk in der Zuggasse an die Kössener Schichten wie in der Bärenfalle an die Partnachmergel angepresst gewesen, und wären nach der Ausbildung eines gemeinsamen Hanges im Muschelkalk und in den Kössener Schichten die Kössener Schichten rascher abgetragen worden als der Kalk, so entspräche die Sockelstufe in ihm als Rest dem ehemaligen Hang. Für dessen Anlage ist nicht notwendigerweise zu fordern, dass der Wettersteinkalk als das Hangende des Muschelkalks über diesem zurückgewittert ist, um ihn in horizontaler Erstreckung an die Oberfläche treten zu lassen. Denn wie Leuchs berichtet (50, S. 705 und 706), liegt im Raume zwischen der Zuggasse und dem Ehrwalder Köpfl eine Überschiebung des Muschelkalks mit dem hangenden Wettersteinkalk über orographisch tieferem Muschelkalk vor, analog der Überschiebung südlich des Ehrwalder Köpfls. Es scheint zwischen dem Bärenheimatkopf und dem Riffelriss der tiefere Muschelkalk schon bei der tektonischen Anlage weiter nach Norden verbreitet gewesen zu sein als der hangende Muschelkalk, ähnlich wie es ja sehr gut am Ehrwalder Köpfl zu erkennen ist. Inwieweit im genannten Bereiche durch diesen tektonischen Vorgang auch noch die nördlich des unteren Muschelkalks auftauchenden anderen Schichtglieder, wie etwa die Kössener Schichten, von den Kalken der tieferen Struktureinheit überschoben wurden, lässt sich wegen der Schuttedecke nicht ausmachen.

Die Frage, ob die Ausräumung der Kössener Schichten vor dem Nordsaum der Kalke notwendigerweise durch die Annahme einer jüngeren Hebungsphase erklärt werden muss, bleibe offen, da sie wohl nur im Verein mit der Frage der Bildung des Eibsees zu lösen sein wird. An dem südlichen Ufer des Eibsees befinden sich neben den Kössener Schichten obendrein noch Juraschichten.

Im Riffelriss reicht eine umfangreiche Schutthalde von der Waldregion aus hoch hinauf in die Wand. Sie erstreckt sich bis zum Ausgang des Bayerischen

Schneekares, das über ihr in einer Steilstufe abbricht. In diesem Raume reicht der Muschelkalk höher in der Wand hinauf als in der vorher beschriebenen Sohlstufe und hebt sich von da immer weiter heraus, um in der westlichen Umrahmung des Österreichischen Schneekares seine höchste Lage aufzuweisen. Letztgenanntes Kar setzt über einer angenähert 200 m hohen, nach Norden schauenden Wand aus, die im Muschelkalk ausgebildet ist. Im Bereich zwischen dem Riffelriss und dem Ehrwalder Köpfl beteiligt sich also weitgehend der Muschelkalk am Aufbau der unteren Wandpartien. Dieser weist im Unterschied zum massigen Wettersteinkalk eine verschieden starke Bankung auf und erreicht keineswegs dessen reine Beschaffenheit. Die schwächer gebankten Horizonte sind oftmals arg verquält und zerstückelt, so dass die Abtragungskräfte in ihnen leichteres Spiel haben als in den sie unter- oder überlagernden stärker gebankten Zonen. Man findet daher in ihnen Ausbrüche, über denen die gröber gebankten Schichtglieder Übergänge bilden. Der Wandfuss dieses ganzen Abschnittes wird von grossen Schutthalden verkleidet, die weit in den Waldgürtel vordringen.

Ehrwalder Köpfl - Holzer Wiese

Die eigentliche Wand setzt sich über die Westbegrenzung des Österreichischen Schneekares hin fort, indem sie aus ihrer vorherigen Richtung scharf nach Süden umbiegt. Ihr Fuss reicht jedoch an diesem Eckpfeiler nicht unmittelbar ins Ehrwalder Becken hinab, denn unter ihm befindet sich eine Treppe, die im Muschelkalk angelegt ist. Deren Oberfläche neigt sich nach Osten zur Wand hin und wird im Norden durch einen scharfen Kamm, der von der Schneekarumrahmung hinabgreift, begrenzt. Die vom Punkt 1828 m bis zum Ehrwalder Köpfl verlaufende Stufenstufe der Treppe weist nach Westen und streicht somit parallel zur dahinter aufragenden Wand. Im Süden bricht die Stufe unterhalb des Punktes 1828 m abrupt ab, so dass man hier das Ostfallen des sie aufbauenden Muschelkalks recht gut erkennen kann. Auf der Stufenoberfläche liegen einzelne, an ihrer rötlichen Färbung gut kenntliche Flecken von Juraschichten. Die zwischen Vorstufe und Hauptwand gebildete Hohlform birgt unter der Wand riesige Schuttmassen, die sich bis zu ihrem nach Süden hin geöffneten Ausgang erstrecken und bei der Verfolgung der Lagerungsverhältnisse hinderlich sind.

Erst etwas nördlich des Punktes 1607 m (geol. Karte) ragt das anstehende Gestein unter der Schuttdecke hervor. Der hier aus der Wand herausgreifende Muschelkalksporn setzt sich über Neokom- und Juraschichten hinweg nach unten hin fort. Auf eine kurze Strecke hin lässt sich die nach Osten einfallende Kontaktfläche zwischen dem Muschelkalk und den jüngeren Schichtgliedern beobachten, die etwa in einer Höhe von 1800 m liegt. Hoch östlich über dem Punkt 1550 m (b) findet man den Kalk der Wand auf Neokom aufrufen. Von da ab kann man dieses Lagerungsverhältnis fast durchgehend bis zur Holzer Wiese verfolgen. Die Kontaktzone hebt sich vom erstgenannten Punkt (1800 m) in gleicher Richtung um 100 m

bis zur Holzer Wiese auf 1900 m Höhe heraus. Südlich des obersten Lauchwaldgrabens verlaufen unter dem Muschelkalk bis zu 20 m lange und 1-2 m tiefe Höhlungen im Neokommargel. Bis auf die Höhe dieses Grabens reichen mächtige waldbestandene Schutthalden von der Wand in das Becken und verbergen das anstehende Gestein unter sich. Im Raume der Quellläste des Lahngrabens ist jedoch letzteres in weitestem Umfange von Lockermaterial freigelegt. Die Überschiebungsfläche des Muschelkalks, die ungefähr 45° nach Osten einfällt, ist in breiter Front aufgeschlossen. Der Kalk selbst ist stark zertrümmert, die dickbankigen Horizonte sind in einzelne Quader zerbrochen. Frische Abriss-Stellen in der Wand zeugen vom Nachbrechen des Gesteins.

Die sich über der Diskordanzfläche erhebende Steilstufe geht weiter oben in eine flacher geneigte Partie über, die Latschenbewuchs trägt. Von der Schichtgrenze ziehen scharfe Riedel im Neokom nach unten, deren Kämme 30° geneigt sind. Ihre Oberfläche, die kaum Pflanzenbewuchs aufweist, ist nur mit feinem Lockermaterial des Mergels selbst bedeckt. Die Abtragung verläuft hier so rasch, dass man ihr mittels Kunstbauten Einhalt zu gebieten sucht, um die sich darunter ausdehnenden Wiesen vor dem Schutt zu schützen.

Unterhalb des Neokoms befindet sich nochmals ein kleinerer Steilabsturz, der in den roten, dünngebankten Jurakalken ausgebildet ist. In deren Bereich werden die herabkommenden kleinen Quellarme steiler. Hier häufen sich auch die weiter oben fehlenden groben Kalktrümmer aus der Wand, die auf diese Weise durch die Unterhöhnung in den Mergeln nachbricht.

Im Süden wird dieser gewaltige Anriss in den weicheren Schichten vom Riedel der Holzer Wiese begrenzt. Er liegt in den Jura- und Neokomschichten. Seine Nordflanke neigt sich mit $30-35^{\circ}$ zum Lahnbachgraben und reicht bis zum Punkt 1916 m unter die Wand hinauf, wo der Kontakt unter der Südwestecke der Wand gleichfalls gut zu erkennen ist.

Im Raume zwischen dem Ausgang der Hohlform unter dem Ehrwalder Köpfl bis zur Holzer Wiese ruht also die Kalkscholle des Wettersteinmassivs auf den schwachen, jüngeren Schichten. Hiermit sind die Bedingungen für eine Schichtstufe riesigen Ausmasses gegeben. Wie die beschriebenen Unterhöhnungen in den Mergeln unter dem Kalk der Wand und deren Nachbrüche zeigen, ist hier die Denudation in merklichem Umfang am Werk. Allein über das Ausmass ihrer Wirkung und den möglichen Gang, der durch sie hervorgerufenen Umgestaltung dieses etwa 1000 m hohen Steilabsturzes, lässt sich nur wenig aussagen. Jedoch dürfte die Rückverlegung des Steilabbruchs nicht von grossem Umfange gewesen sein. Denn im Ehrwalder Köpfl, über dem die Wand weiter nach Osten zurückweicht als über der Holzer Wiese, liegt Muschelkalk auf Muschelkalk aufgeschoben (50, S. 705). Diese Lagerungsverhältnisse, die wohl bis in Höhe des Punktes 1828 m

gleich bleiben, schliessen in diesem Raum eine schichtstufenartige Rückverlegung der Wand aus.

In Verbindung mit dieser Überlegung bleibt das Auftreten der Juraschichten dem Osthang des Ehrwalder Köpfls bemerkenswert. Das isolierte Vorkommen dieser Schichten ist wahrscheinlich ein Rest einer ehemals höher als heute an dem Wettersteinwestabbruch hinaufreichenden Ummantelung. In diese zumeist wenig widerständige Gesteinshülle scheint das Kalkmassiv des Wettersteingebirges und das Ehrwalder Köpfl bei den hauptsächlich strukturbildenden Vorgängen bzw. eingepresst worden zu sein. Durch die nachträglich einsetzende Austräumung wurden die Kontaktfläche in den Kalken von der Umhüllung durch die schwächeren Schichten freigelegt und darüber hinaus dort, wo sie vorhanden ist, auch die Aufschiebungsfläche der Kalke auf die Jungschichten, wie im südlichen Abschnitt der Westwand.

Man wird daher vermuten können, dass zum mindesten die unteren Partien des Wettersteinwestabbruchs eine umgestaltete Kontaktfläche darstellen. — Diese Überlegung wird für den südseitigen Gebirgsabfall des Wettersteingebirges eine Bestätigung finden. — Das Mitwirken von schichtstufenartigen Vorgängen bei der Umgestaltung des Westabbruchs scheint erst relativ spät — nach Aufdeckung der Auflagerungsfläche der Kalke auf die Jungschichten — eingesetzt zu haben.

Holzer Wiese — Feldernjöchl

Ein neuer Wandabschnitt des Wettersteingebirges beginnt über dem nach Südwesten weisenden Riedel der Holzer Wiese mit einem scharfen Eckpfeiler. In ihm vereinigen sich der Westabsturz des Massivs mit der Südwand, die von da ab durchgehend bis zum Feldernjöchl bzw. bis zum Gatterl weiterstreicht.

In gleicher Richtung erniedrigt sich die auf- und absteigende Kammlinie des Steilabbruchs von 2740 m (südl. Wetterspitze) auf 2477 m (Sonnenspitze) Höhe. Die Wetterspitze (2740 m) bildet jedoch nicht den Gipfelpunkt des erwähnten Eckpfeilers. Denn dieser geht schon in einer Höhe von etwa 2300 m in den vor der Wetterspitze befindlichen Hang der Neuen Welt über. Einer Treppe vergleichbar neigt er sich mit seiner Oberfläche nach Süden bzw. Südosten. Die um weitere 400 m über ihn im Osten aufragende scharf gekerbte Mauer der Wetterspitzen, die wie sie selbst am Schneefernerkopf (2875 m) beginnt, begrenzt sie im Osten. Nach Süden zu setzt die Neue Welt über der Holzer Wiese in einem schätzungsweise 280-300 m hohen Abbruch aus. Dieser wird allerdings von einer sich nach oben hin erweiternden Runse aufgelöst.

Die Neue Welt ist wahrscheinlich eine tektonisch vorgezeichnete alte Quellschneise, die vormals auf eine weiter unten noch näher behandelte ältere Landoberfläche bezogen war. Mit der raschen Austräumung des Geissbachtals wurde die Quellschneise ausser Funktion gesetzt.

Von der Wetterspitze bis zur Plattspitze zeigt die steile Südwand ein fast glattes Gepräge. Nur in ihrem westlichen Bereich bis zu dem in der Mitte zwischen beiden letztgenannten Gipfeln gelegenen Wetterwandeck (2700 m) erscheint sie von etwa 2200 m Höhe an nach oben zu stärker gegliedert. Der Kamm weist im Raume zwischen dem Wetterwandeck und der Plattspitze eine tiefe Einsattelung (2478 m) auf. Von der Plattspitze (2678 m) nach Osten zu ändert sich das Aussehen der Wand. Büsst der Kamm von den Wetterspitzen bis hierher, abgesehen von der Einsattlung nur um ungefähr 100 m an Höhe ein, so erniedrigt er sich auf der kürzeren Strecke bis zur Sonnenspitze um 200 m. Dagegen hebt sich der Wandfuss von der Holzer Wiese (1900 m) bis zum Riedel (2050 m), der vom Fusse der Plattspitze zum Issental-Köpfel (1932 m) hinüberstreicht, um 150 m heraus und erreicht unter der Sonnenspitze eine Höhe von 2150 m. Somit nimmt die Wand zwischen der Plattspitze und dem Feldernjöchl in einem grösseren Umfang an relativer Höhe ab als es die nach Osten geringer werdenden absoluten Höhen des Kammes veranschaulichen.

Von grösserer Wichtigkeit, jedoch offenbar damit im Zusammenhang stehend, ist der Charakter dieses Wandabschnittes. Im Gegensatz zum westlich anschliessenden Bereich, der steil und nur geringfügig gegliedert aufragt, ist er von einer bestimmten Höhe an durch eine bis zum Kamm hinaufreichende, flache, nämlich $35-40^{\circ}$, geneigte Partie gekennzeichnet. Diese beginnt etwa 80-100 m über dem Ansatzpunkt des Riedels, der sich von der Basis der Plattspitze nach Süden hin fortsetzt. Die hier noch vorhandene Sockelwand unter der Verflachung verliert weiter im Osten an Höhe und setzt am Feldernjöchl ganz aus.

Ähnlich wie an der Basis der Wettersteinwestwand steht auch der Wettersteinkalk der Südwand, der Nordfallen zeigt, in engem Kontakt mit den schwächeren Neokom- und Juraschichten. Mit diesen Lagerungsverhältnissen hängt offenbar die einzigartige Gestaltung des Südsturzes zusammen. Doch dürfte hier wohl kaum die gleiche Beziehung zwischen beiden bestehen wie an der Westwand. Denn lässt sich noch nördlich vom Punkte 1916 m der Holzer Wiese einwandfrei eine Unterlagerung der Kalke durch das Neokom nachweisen, so ist das in dem von hier nach Osten gerichteten Bereiche nicht mehr möglich.

Schon der oben beschriebene Eckpfeiler, dessen Westflanke in den Mergeln unterhöhlt ist, gibt an seinem Südfusse keinerlei Aufschluss über eine mögliche Aufschiebung des Wettersteinkalkes auf die jüngeren Schichtglieder, da eine grosse Schutthalde die beckenförmige Vertiefung der oberen Holzer Wiese erfüllt. Diese Hohlform unter der Wand scheint wohl durch das ehemals von der Neuen Welt herabgekommene Eis in die wenig widerständigen Schichten hineingearbeitet worden zu sein. Der frische Schutt stammt in der Hauptsache aus der Mauer der Wetterspitzen, wobei die schon weiter oben beschriebene Runse als Transportweg dient.

Am Fusse der Wetterspitze, von dem aus die östliche Begrenzung der Holzer Wiese in Form eines kleinen Riedels ausgeht, stehen mehrere riesige Wettersteinkalkklötze, die eine Höhe von etwa 20 m aufweisen. Sie ragen vielleicht 20 bis 40 m von der Wand entfernt in aufrechter Stellung empor, als wären sie, ihre ursprüngliche Lage beibehaltend, auf ihrer Unterlage abgeglitten. Tatsächlich schaut an ihrer Basis stark verquältes Neokom hervor, das etwas weiter im Westen gleichfalls aufgeschlossen ist und hier bis unter die Wand reicht. Jedoch lässt sich aus seiner Lagerung die Art des Kontaktes mit dem Wettersteinkalk nicht eindeutig bestimmen.

Etwa 300 m östlich davon liegt wiederum ein Wettersteinkalkblock von ähnlichem Ausmass wie die vorherigen vor der Wand, unter dessen Südrand ebenfalls Neokommergel hervorkommt. Daran in gleicher Richtung anschliessend (etwa 400 m weiter) trifft man auf eine stark durchbewegte Partie der Wand. Von ihr nimmt ein tiefer Einriss seinen Ausgang. Seinen rückwärtigen Abschluss bildet Wettersteinkalk, in dem ein glatt polierter Harnisch freigelegt ist. Die Flanken dieser Kerbe liegen dagegen im Neokom. Es handelt sich offenbar an dieser Stelle um eine Anpressung des Kalkes an die Mergel.

Nochmals eine Strecke (etwa 600 m) weiter nach Osten springt der Wettersteinkalk in einem grösseren Sporn etwa 30 m weiter nach Süden vor. An seiner Ostseite steht wiederum Neokom an. Dieses gewaltige, etwa 40 m hohe, in sich zerrüttete Wettersteinkalkpaket lehnt im Gegensatz zu den vorher genannten direkt an der Wand, allerdings durch eine Verwerfung von ihr getrennt. Entlang der Bruchfläche muss dieser Vorsprung um einige Meter abgesackt sein, da man über seinem Gipfelpunkt die glatt geschliffene Fläche als Fortsetzung der Verwerfung noch erkennen kann.

Einen weiteren Anhaltspunkt für die Lagerungsverhältnisse findet man erst wieder am westlichen Abfall des Riedels, der von der Wand zum Issentalköpfel zieht. Unter der Wand selbst sind hier die Mergel gut aufgeschlossen, ohne jedoch die Art des Kontaktes zu verraten.

Ausser diesen Erscheinungen am Wandfuss finden sich keine weiteren Hinweise, da zwischen den genannten Stellen riesige Schutthalden, das Anstehende verbergend, zum Tal hinabziehen. In ihren oberen Bereichen bestehen sie aus Schutt von Splittergrösse bis zu solchem mit einem Durchmesser von 30-40 cm. An ihren unteren Enden häufen sich dann Blöcke, deren Durchmesser Meter misst.

Die Wand selbst ist verhältnismässig glatt, zeigt häufig grosse, frische Abbruchstellen und neigt sich in den unteren Partien etwa $75-80^{\circ}$. Im Bereich des Wetterwandecks weist sie darüber in schätzungsweise 2200-2300 m Höhe, also in der des Abbruchs der Neuen Welt, nur eine Neigung von $55-60^{\circ}$ auf.

Die steile, glatte Wand, die an ihrem Fusse befindlichen grossen Wettersteinkalkklötze, wie das unter ihr sofort einsetzende Neokom, dazu die groben Blöcke am Ende der Schutthalden lassen auf eine von der Abtragung freigelegte Grenzfläche zwischen dem Kalk und den Neokommergeln schliessen. Jedoch ist die Frage nach ihrer Art, genauer nach ihrem Neigungswinkel, schwierig zu beantworten. Denn entweder ist hier bereits die Auflagerung des Kalkes auf die Mergel aufgeschlossen, dann wären die vor der Wand stehenden Blöcke als Nachbrüche an einem Schichtstufenrand zu deuten, ähnlich wie an der Westwand, nur dass hier die Abtragung in den Mergeln nicht so rasch verläuft wie dort. Oder die Mergel sind an die Kalke steil angepresst und die Anpressungsfläche der Kalke wird durch Abtragung der Mergel herauspräpariert. Dabei wären die grossen Blöcke vor der Wand als Nachsackungen zu erklären, die sich entlang den bei der Anpressung hervorgerufenen Verwerfungen lösen, sobald die als Widerlager fungierenden Mergel entfernt werden. Die bei einer solchen Anpressung auftretenden, von der Anpressungsfläche unter spitzem Winkel in den Kalk hineinziehenden Verwerfungen lassen sich weiter im Osten gut beobachten, wo sie denn auch K. Leuchs (49) untersuchte.

Die Annahme der Anpressung scheint gegenüber der Annahme der Überschiebung die näherliegende zu sein. Auf sie weist vor allem der am Ende des oben beschriebenen Anrisses in den Mergeln befindliche Harnisch im Wettersteinkalk hin. Der nach Westen steiler als nach Osten abfallende Riedel des Issentalköpfles ist in den Jura und Neokomschichten angelegt. Im Süden greift er auf den Hauptdolomit des Köpfles über. Im Norden, am Fusse des Wettersteinkalks, befindet sich das Neokom, das unter der Sockelwand weiter nach Osten zieht.

Am oberen Ende des Gerinnes, das zur Feldernalm hinabzieht, sind die jüngeren Schichten vor dem Kalk durch eine tiefe Kerbe aufgeschlitzt. Auch hier schafft das Gerinne den Mergel unmittelbar vor der Wand fort, so dass deren Kalk den rückwärtigen Abschluss der Kerbe bildet und ungefähr 15 m tiefer ansteht als links und rechts das Neokom, in dem die Flanken der Kerbe liegen. Dadurch wird der Kontakt freigelegt, der als steile Anpressung des Kalkes an das Neokom ausgebildet ist.

Über dieser Partie ist die Sockelwand im Kalk noch gut ausgebildet. Sie erstreckt sich bis unter den westlichen Gatterlkopf. Von da ab macht sich der Gesteinsunterschied zwischen Wettersteinkalk und Neokom ausser in der geschlosseneren oder lückenhafteren Vegetationsdecke - letzteres auf dem Kalk - nur mehr in der unterschiedlichen Neigung der Oberflächen bemerkbar. Verschiedentlich greifen jedoch auch grössere Schutthalden über die Untergrenze des Wettersteinkalks hinauf, wodurch der Gesteinswechsel verhüllt wird.

Dieser Übergang des Schräghanges vom Neokom auf den Wettersteinkalk ist wohl am deutlichsten am Feldernjöchl ausgeprägt (Bild I). Hier greift der Hang vom südlich gelegenen Wettersteinkalk (südlich vom Punkte 2129 m) über die Raibler-, Jura- und Neokomschichten, in denen das Joch ausgebildet ist, auf den nördlichen Wettersteinkalk der Gatterlköpfe über. Von da aus nach Westen hin neigt sich der Hang im nördlichen Wettersteinkalk und Neokom ungefähr mit 30° . Er trägt vereinzelt einen dünnen Schuttschleier. Hier und da ragen Kalksporne einige Meter hoch auf, die aber grössere Ausmasse bis zu 10 oder 20 m annehmen, je weiter oben sie dem Hang aufgesetzt sind.

Diese Kalksporne lassen erkennen, dass es sich bei dem Schräghang nicht um den Schliffford eines früher hier vorbeistreichenden Gletschers handeln kann, denn besonders sie hätten dann der Abtragung durch das Eis zum Opfer fallen müssen. Auch lässt sich der Knick zwischen dem Schräghang und den auf längere Erstreckung über dem Schräghang aufragenden Wandpartien, die zum Gipfelgrat hinaufführen nicht als Schriffkehle deuten, da der Gefällsknick keinen einheitlichen, etwa dem Tale parallelen, Verlauf zeigt, sondern in der Kammrichtung auf und ab steigt.

Weiter im Westen des Feldernjöchls, dort, wo schon eine Sockelwand die Gesteinsgrenze zwischen Wettersteinkalk und Neokom widerspiegelt, wird die Neigung des Schräghanges grösser (35°) und erreicht unter der Plattspitze $38-40^{\circ}$. Hier setzt der Hang dann an einem steilen, nach Westen gerichteten Abbruch aus, der ihn von dem oben beschriebenen westlichen Wandbereich trennt.

Der die Wand gliedernde Schräghang ist also oberhalb des Issentalköpfels sowohl nach oben durch die Gipfelwände der Plattspitze als auch nach unten durch die Sockelwand an der Neokomgrenze deutlich begrenzt. Die Sockelwand verliert von der Plattspitze nach Osten zu an Höhe und setzt am Feldernjöchl ganz aus.

Offenbar handelt es sich hier, wie weiter unten noch näher zu zeigen sein wird, um einen ehemaligen Haldenhang, der in der Höhe des Feldernjöchls von da durchgängig bis zur Plattspitze reichte und sich fast ohne Gefällsknick in die ehemals auch oberhalb des Issentalköpfels höher hinaufreichenden Jura- und Neokomschichten einsetzte. In einer tiefer eingreifenden Ausräumungsperiode sind dann wohl die Jura- und Neokomschichten hier rascher abgetragen worden als weiter im Osten. Denn hier liegen sie der tiefen Talfurche des Geissbaches näher als im Osten und entbehren auch einer gleichermassen wirksamen Schutzlage, wie sie am Feldernjöchl durch die breite, bis über 2100 m hohe Vorbergzone gegeben ist. Das Issentalköpfel wird zwar auch als ein Schutz für die dahinter befindlichen, weniger widerständigen jüngeren Schichten angesehen werden müssen, doch liegt sein Gipfelpunkt nur in einer Höhe von 1932 m. Zudem steht es isoliert in diesem Räume, während die Vorbergzone vom Feldernjöchl an ostwärts einen geschlossenen Zug darstellt.

Die Ausräumung der Mergel vor den Kalken der Sockelwand ist auch heute unter der Plattspitze sehr wirksam wie etwa in dem Anriss am östlichen Fusse der Plattspitze.

Die von der Plattspitze nach Westen weiterziehende Wand zeigt jedoch nichts, was dem Schräghang im Gebirgsabfall östlich der Plattspitze gliche. Höchstens die schon genannte stärkere Auflösung der Wand und deren zum Teil geringere Neigung in einer Höhe von etwa 2200 m könnte als Andeutung hier ehemals vorhandener Schräghangstücke aufgefasst werden. Dieser Sachverhalt ist aber nicht weiter erstaunlich. Denn wegen der bedeutend grösseren Höhe der Wand in diesem Bereich konnte die Ausbildung eines ähnlich oder gar gleich hohen und gleich geböschten Schräghanges nicht gleich rasch verlaufen, da hierzu eine weit grössere Abtragung notwendig gewesen wäre. Somit kann der westliche, fast ungegliederte Wandabschnitt, nur durch seine örtlichen Sonderverhältnisse variiert, gebildet worden sein wie der Gebirgsabfall östlich der Plattspitze. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang der beschriebene Abbruch der Neuen Welt im westlichen Bereich des Südabfalls des Wettersteingebirges mit der darüber aufragenden Mauer der Wetterspitzen. Dieser Abbruch liegt in etwa der gleichen Höhe (geschätzt) wie die Unterkante des Schräghanges unter der Plattspitze.

Die Südwand zwischen dem Gatterl und dem Puittal

Im Gatterl (1901 m) besitzt der Wettersteinsüdkamm seine geringste Höhe. Auf einer Strecke von 1 km senkt sich der von Westen heranziehende Grat (Sonenspitze 2477 m Höhe) um fast 500 m ab. Im Osten des Gatterls hebt sich der Wettersteinkalk des Kammes wieder zu einer Höhe von 2547 m (Westl.Kl.Wanner) heraus und erstreckt sich dann in gerader Richtung in einem oftmaligen Auf und Ab bis zur Dreitorspitze (2670 m).

In einem durch einen Schräghang gegliederten Steilabbruch neigt sich dieser etwa 11 km lange Wettersteinkalkzug nach Süden zur Zone der Jungschichten ab. Diese bildet eine tektonische Mulde zwischen der Wand und den aus Wettersteinkalk aufgebauten südlichen Vorbergen, die vom Feldernjöchl bis ins Puittal parallel zu unserer Wand verläuft. Deren Muschelkalk- und Wettersteinkalkschichten fallen nach Norden ein. Ihnen sind die Jura- und Neokomschichten diskordant angelagert. An der südlichen Begrenzung des Muldenraumes – dem Vorbergzug – ist die Sedimentlücke weitaus geringer als an deren nördlichem Saume. Denn an die Neom- und Juraschichten schliessen sich nach Süden Hauptdolomit, Raibler Kalk und Mergel und Wettersteinkalk an, die steil nach Norden einfallen. Die höchsten Erhebungen des Vorbergzuges liegen im Wettersteinkalk. Er bildet eine ost-westlich verlaufende Härterippe, die die wenig widerständigen Gesteine der Jungschichtenzone vor einer zu raschen Ausräumung vom tief eingearbeiteten Leutaschtal her schützt. Von ihm aus greift eine Reihe von Nebenbächen nach

Norden, durchquert den Härteriegel in steilwandigen Einschnitten und schafft den jüngeren Schichten weiträumige, nach Süden geöffnete Hohlformen, die durch hohe Riedel voneinander getrennt werden. Die Böden der Hohlformen liegen ungefähr in 18-1900 m Höhe.

Somit erscheint die Jungschichtenzone durch einheitlich nach Süden geöffnete Hohlformen gegliedert. Nur zwischen dem Öfelekopf (2490 m) und der Gehrenspitze (2382 m) greift das Puital vom Osten her in die Jungschichtenzone ein, und im Westen öffnet sich das Trauchlet nach Norden zum Reintal hin.

Das Trauchlet, das vom Gatterlbach entwässert wird, ist wie die schon erwähnten Hohlformen eine tief in die Jura- und Neokomschichten eingearbeitete Quermulde. Im Süden und Südosten wird sie von einer mehr oder weniger hohen, in den jungen Schichten gelegenen Wasserscheide vom Felderental und vom Tal zwischen Hochwannenkopf (2230 m) und Hoberleinkopf (2205 m) getrennt. Beide Täler durchbrechen den Härteriegel der Vorberge und ziehen nach Süden zum Leutaschtal hinab. Die in den Tälern anzutreffenden Gerinne sind überaus klein. Das östliche, das zwischen dem Hochwannenkopf und dem Hoberleinkopf fließt, versiegt sogar nach kurzem Lauf im Kalk.

Da nun der südliche Vorbergzug im Wettersteinkalk in eine Höhe von 2200 m aufragt und die genannten Tälchen kaum durch bedeutendere Querbrüche vorgezeichnet gewesen sind, waren die Bäche wohl nicht imstande, durch Rückwärts-einschneiden den Wettersteinkalkzug zu durchsägen und auf diese Weise in den Bereich der Jura- und Neokomschichten einzugreifen. Obendrein hätte ihnen bei einer solchen Erosionsleistung der wasserspeichernde Raum der jüngeren Schichten gefehlt, aus dem der Hauptanteil ihrer heutigen Wasserführung stammt. Demnach handelt es sich bei den Tälern um alte, von einer ehemaligen Abdachung zum Leutaschtal hin überkommene Anlagen.

Das gleiche gilt auch für die übrigen, weiter im Osten aus der Jungschichtenzone zur Leutasch herabziehenden Gewässer. Hier wird die Annahme dadurch bestätigt, dass die Jura- und Neokomschichten in den Riedeln direkt unter der Südwand des Wettersteingebirges 100 m und höher hinauf anstehen als der Wettersteinkalk der südlichen Vorberge.

Daraus ergibt sich eine durch die Wettersteinkalkrippe des Vorbergzuges nicht hemmend unterbrochene Abdachungsebene, die sich vom Fusse der Wettersteinsüdwand zum Leutaschtal absenkt. Dieser Abdachungsebene konnten die die heutigen Hohlformen der Jungschichtenzone entwässernden Bäche folgen und allmählich den Wettersteinkalkzug der Vorberge durchsägen. Auch das nach Norden geöffnete Trauchlet ist offenbar eine alte Talanlage, deren Deutung jedoch am besten in Verbindung mit den besonderen tektonischen Verhältnissen dieses Raumes geschieht.

Die Muschelkalk-Wettersteinkalk-Scholle des Platts ist an der Gatterlstörung gegenüber dem östlich des Gatterls anschliessenden Abschnitts nach Süden versetzt worden. Demzufolge dringen im Gatterl die Jura- und Neokomschichten buchtartig in den Wettersteinsüdkamm nach Norden vor. Auf diese Weise wird hier die sonst durchgehend im Kalk des Hauptkammes gelegene Wasserscheide zwischen dem Reintal und der Leutasch von Jura- und Neokomschichten gebildet.

Bei den tektonischen Vorgängen scheint die westliche Scholle — die des Platts — obendrein höher herausgehoben worden zu sein als die östliche der Reintalmulde. Darauf deutet die Steilstufe unterhalb des Platts hin.

Es dürfte sich jedoch kaum um eine blockartige Absenkung der östlichen gegenüber der westlichen Scholle der Reintalmulde entlang der Gatterlstörung handeln. Denn einer einfachen Tieferlegung der östlichen Reintalmulde widerspricht die gleichbleibende Gipfelhöhe der Höllentalspitzen — der nördlichen Umrahmung der Steilstufe unter dem Platt. Der Grat der Höllentalspitzen müsste bei einer solchen Absenkung ebenfalls in seinem östlichen Bereiche eine geringere Höhe als in seinem westlichen haben, entsprechend der Höhendifferenz zwischen dem Platt und dem östlichen Teil der Reintalmulde. Das ist aber nicht der Fall.

Bei der Tieferlegung des östlichen Bereiches der Reintalmulde scheint die eng-räumigere Verfaltung des Wettersteinkalkes im Raume des Gatterls — also im Muldensüflügel — von besonderem Ausschlag gewesen zu sein. Damit stimmt das steile Einfallen des Wettersteinkalkes nördlich der Steilstufe unter dem Platt zu Muldenmitte hin und besonders dessen saigere Stellung im Gatterl überein. Zwar fällt auch der Wettersteinkalk der nördlichen und südlichen Plattumrahmung zur Mitte des Platts ein, doch liegt hier, wie es am Schneefernerkopf (2875 m) deutlich erkennbar ist, eine weiter gespannte Synklinale vor, in deren Zentrum die Schichten nahezu söhlig lagern und ein Einfallen nach Osten aufweisen. Weiterhin bestärkt die breite Fläche des Platts, die erst im Raume der Stufe eine beträchtliche Einengung erfährt, diese Ansicht.

Demnach wäre innerhalb der ost-westlich streichenden Reintalmulde der Wettersteinkalk in Höhe des Gatterls in der Muldenachse des nach Osten anschliessenden Abschnitts durch eine starke Verengung tiefergelegt worden. Die Verengung im Muldenquerschnitt scheint besonders vom südlichen Muldenflügel bei der Versetzung der Plattscholle nach Südwesten durch einen Druck oder Gegendruck südlich des Gatterls ausgegangen zu sein.

Gestützt auf das Vorkommen von Raibler Mergel und Kalk auf dem Gamsanger (2110 m) zwischen dem Grossen und Kleinen Hundstall, wird man annehmen können, dass ehemals die tektonische Mulde des Reintales mit den jüngeren Schichtgliedern ausgefüllt war. Gemäss der obigen Überlegung, die für eine Tieferlegung durch engere Verfaltung des östlichen Abschnittes des Reintales spricht, reichen

in ihm wohl auch die weniger widerständigen Gesteine tiefer hinab, als auf dem Platt. Somit musste durch die Erosion auf dem Platt der zur Verkarstung neigende, widerständige Wettersteinkalk eher von den wasserundurchlässigeren Raibler Schichten -- wenn man die Überlegung auf sie beschränken will -- entblösst worden sein als der östliche Bereich. Dagegen musste sich von diesem Zeitpunkt an der Unterschied in der Widerständigkeit der Schichtglieder beim weiteren Einschneiden der Partnach dahingehend gelten machen, dass unterhalb der Verwerfung eine raschere Ausräumung stattfand, was anschliessend zur Herauspräparierung der Stufe führte.

Für die Deutung des Trauchlets als altangelegte Quellmulde ergeben sich aus den geschilderten Lagerungsverhältnissen im Raume des Gatterls zwei Erklärungsmöglichkeiten.

Nach der einen wurde die Kalkbarriere des Gatterls schon immer durch die Jura- und Neokomschichten im Süden überragt, so dass der Raum des heutigen Trauchlets konsequent zum Reintal entwässerte. Voraussetzung hierfür ist, dass die Kalken des Wettersteinsüdkammes im Bereiche des Gatterls bereits durch die tektonischen Vorgänge in eine tiefere Lage als östlich und westlich davon gelangt wären.

Diese Bedingung ist bei der folgenden Deutung nicht notwendig.

Sobald ein Bach -- die heutige Partnach -- in der Muldenachse der Reintalmulde zum Tal schafft, werden die Talflanken durch die Hangbildung allmählich flacher und zugleich auch weiter zurückweichen. Dabei wird dort, wo im Muldenquerschnitt ein Gestein -- wie im Raume des Gatterls der Kalk -- eine geringere Horizontalausdehnung als in den anschliessenden Bereichen hat, seine Grenze durch die Hangbildung eher überschritten als in den Nachbarabschnitten. Der Hang wird sich über das der Muldenachse nähere Gestein in das nach aussen anschliessende hinein fortsetzen. Das aber sind beim Trauchlet die wenig widerständigen und wasserundurchlässigen Jura- und Neokomschichten. Auf diese Weise könnte eine Entwässerung des Trauchlets zum Reintal vorbereitet worden sein.

Von diesem Zeitpunkt an das Trauchlet entwässernde Bach musste nur mehr die relativ schmale, durch die tektonische Beanspruchung recht mürbe Kalkbarriere -- des Gatterls -- überwinden. Deshalb gewann der Gatteribach das Übergewicht über die beiden aus dem gleichen Raume nach Süden entwässernden Gerinne, um die breitere Kalkkrippe der Vorberge überwinden müssen.

Auf Grund dieser zweiten Auffassung ergibt sich ein hohes Alter der heutigen Entwässerungsrichtung des Trauchlets und der hier in den Jungschichten gelegenen Wasserscheide zwischen dem Reintal und dem Leutaschtal.

Durch das buchtartige Vordringen der jüngeren Schichten nach Norden wird der Wettersteinkalkzug des Hauptkammes zwischen dem Feldernjöchl und dem

kleinen Wanner unterbrochen. An die Stelle der widerständigen Kalke treten hier die leicht abtragbaren Mergel, die allerdings im Hohen Kamm wegen ihrer geschützten Lage hinter Kalkriegeln im Norden und Süden auf 2374 m Höhe aufragen. In den Mergeln sind keine Reste älterer Formen erhalten; gefurchte Abdachungen ziehen nach allen Seiten gleichmässig hinab.

Der oben beschriebene Schräghang, der am Feldernjöchel vom Wettersteinkalk der Gatterlköpfe ohne Gefällsknick auf die im Süden anschliessenden Neokommergel übergreift, setzt an dem nach Südosten gerichteten Abbruch des Wettersteinkalks der Gatterlköpfe zum Trauchlet hin aus, ähnlich wie an seiner Westgrenze unter der Plattspitze. Der Südostabbruch der Gatterlköpfe stellt offenbar die stark umgestaltete Fläche der Verwerfung dar, durch die die Wettersteinkalkscholle des Platts nach Südwesten versetzt wurde.

Ein weiteres Vorkommen von Schräghängen in der Wand des Wettersteinstückammes findet sich erst wieder am Abbruch des westlichen Kleinen Wanners. Von seinem Gipfel zieht auf etwa 1 km Erstreckung längs des Kammes ein etwa 38 bis 40° geneigter Schräghang nach Süden herab. Er setzt im Westen 50 m über dem Neokom des Hohen Kammes (2364 m) in einem steilen Abbruch aus. Der Steilabsturz erstreckt sich noch gut erkennbar 300 m weiter nach Osten. Danach auf der Strecke bis zum Neokomriedel des Mitterjöchls verliert die Stufe im Muschelkalk und Wettersteinkalk an Steilheit und Höhe. Sie wird vom Runsen gekerbt und stellt nur mehr einen in seinen unteren Partien etwas stärker geneigten Übergang vom Schräghang in den Kalken zu den darunter einsetzenden Schutthalden dar.

Über dem Riedelansatz des Mitterjöchls besitzt die hier wieder deutlich ausgeprägte Sockelwand eine Höhe von 30 m. Von der Oberkante der Sockelwand zieht eine weite 38-40° geneigte Fläche zum Hochwanner hinauf. Dieser Schräghang ist in sich nochmals durch eine kleine Wand gegliedert, die eine zweiphasige Hangbildung andeuten könnte. Über dieser kleinen Wand setzt er sich mit einer etwas grösseren Neigung bis zum Steilabfall unter dem Hochwannergipfel (2746 m) hinauf fort. Die untere Sockelwand und der hier kegelförmige Schräghang ziehen weiter nach Osten bis über den Riedel des Predigtstuhls (etwa 2300 m), der unter der Wand im Neokom ausgebildet ist. Die Sockelwand ragt dabei 40 bis 50 m hoch über den unter ihr beginnenden Schutthalden auf. Die Oberkante der Sockelwand senkt sich über der Mitte der Hohlform des östlichen Kotbachquellarmes etwas ab. Sie behält aber ungefähr ihre relative Höhe bei, da sich die Fasis der Sockelwand ebenfalls absenkt. Die Gliederung des Schräghanges in zwei Stockwerke wird weiter im Osten wegen der grossen Runsen, die die Fläche kerben, undeutlich. Die Runsen streichen entweder über der Sockelwand frei aus oder greifen als tiefe Kerben bis zu den Schutthalden hinab. Die Runsen sind fast durchwegs steiler geneigt (45-50°) als der Schräghang, wodurch seine Oberfläche in einzelne Partien aufgelöst wird.

Trotzdem bleibt in der östlich des Mitteljöchls gelegenen Quellmulde der Eindruck einer deutlichen Sockelwand unter dem Schräghang in dem Wettersteinkalk der Wand gewahrt. Die unausgeprägte Form derselben westlich des Mitterjöchls geht in der Hauptsache darauf zurück, dass hier die Gerinne nicht unmittelbar von der Wand wegziehen sondern vom Südosthang des Hohen Kammes, so dass das Neokom am Mitterjöchel nicht rasch genug ausgeräumt wird, um die Sockelwand in scharfer Form in Erscheinung treten zu lassen.

Auch über den Jura- und Neokomschichten des Predigtstuhlriedels ragt die Sockelwand der Kalke 25-50 m hoch auf. Von hier aus nach Osten zu ist diese Formengruppe am besten ausgeprägt. Die Oberkante der Sockelwand neigt sich vom Predigtstuhlriedel (2300 m) bis über die Mitte der Hohlform der Rotmoosalm auf etwa 2230 m ab und steigt nach Osten hin über dem Riedel des Schönberges auf 2300 m Höhe wieder an, den sie ungefähr 30 m überragt. Entsprechend der starken Absenkung des Wandfusses unter ihr auf 2110-2130 m Höhe besitzt hier die mit 80° Neigung abfallende Sockelwand im Kalk eine relative Höhe von schätzungsweise 120 m. Von ihrer Oberkante zieht ein 40-45° geneigter Schräghang bis zum Kamm zwischen dem Hochwanner und dem Hinterreintalschrofen (2670 m) hinauf. Im westlichen Abschnitt endet er etwas unterhalb der Kammlinie unter einer Wand. Die Oberfläche des Hanges, die kaum von Schutt bedeckt ist, wird auch hier von Runsen gefurcht, die zum Teil durch kleine, scharfe Rücken voneinander getrennt werden. Die Runsen streichen durchwegs über der Sockelwand aus. Diese bildet einzelne Vorsprünge und trägt an ihnen gut kenntliche Harnische. Auch hier findet man am Fusse der Sockelwand Jura- und Neokomschichten — an den Muschelkalk angelagert. Jedoch liegen keine Anzeichen für eine Unterlagerung des Muschelkalks durch die jüngeren Schichten vor. Vielmehr deuten die in geradliniger Erstreckung auf den Riedeln um fast 180 m höher als in der Mitte der Hohlform unmittelbar vor dem Kalk anstehenden jüngeren Schichten auf eine steile Anpressung dieser Schichten an den Muschelkalk hin.

Nach Osten zum Schönbergriedel hebt sich die Basis der Sockelwand heraus, so dass deren relative Höhe geringer wird und schliesslich nur mehr 30 m beträgt. Von der Basis aus ziehen Schutthalden zum Boden der Hohlform der Rotmoosalm, deren Oberflächen 30-34° geneigt sind.

Die gut ausgeprägte Sockelwand über der Rotmoosalm (Bild II) erklärt sich wohl auch aus dem Verlaufe des oberen Leitenbaches. Er zieht unmittelbar von der Wand wenige 100 Meter nach Süden und biegt dann etwas nach Westen aus, somit erfolgt eine rasche Ausräumung der Jura- und Neokomschichten direkt vor der Wand. Aus der Tatsache, dass der Bach mehr am westlichen Riedel fliesst, lässt sich die grössere Höhe der Sockelwand über diesem Bereiche ableiten.

Der relativ hohe Neigungswinkel ($40-45^\circ$) des Schräghanges in der Wand über der Rotmoosalm geht vermutlich darauf zurück, dass die Südwand hier ihre grösste Höhe erreicht. Dadurch vergrössert sich die Abtragungsleistung beträchtlich, die zur Ausbildung einer gleich stark geneigten Hangpartie wie in den Nachbarabschnitten notwendig ist. Wie nämlich später noch gezeigt wird, handelt es sich bei den Schräghängen um ehemalige Haldenhänge. Die Bildung der Haldenhänge fand unter darüber aufragenden Wänden statt, deren Reste über dem westlichen Abschnitt des Schräghanges in der Wand über der Rotmoosalm unter dem Hochwannergipfel noch zu erkennen sind.

Vom Riedelansatz des Schönberges nach Osten zu senkt sich die Basis der Sockelwand um etwa 100 m auf 2060 m Höhe ab, um nach Osten gegen den Rossbergriedel wieder anzusteigen. In diesem Abschnitt ist die Sockelwand unter dem Schräghang undeutlich ausgebildet. Stellenweise reichen grosse Schutthalden über die Schichtgrenze zwischen den jüngeren Schichten und den Kalken hinweg am Gebirgsabfall hinauf, so vor allem am Südwestfuss des Oberen Hundsstallkopfes (2553 m). Dadurch wird die Sockelwand des Steilabfalles nur mehr an den Spornen kenntlich, die zwischen den Halden aufragen.

Am Teufelskopf über dem Rossbergriedel endet gegen Osten der durchlaufende Schräghang. Nur unter dem Gipfel des Oberreintalschrofens (2523 m), der Scharnitzspitze (2464 m) und der Schüsselkar Spitze (2538 m) sind noch Anzeichen für einen solchen zu erkennen. Dafür wird der Steilabbruch über den jüngeren Schichten der Hohlform der Wankalm steiler und höher und reicht bis zu den Scharten des Kammes hinauf. Im Kalk der Wand lassen sich gut erhaltene Harnische erkennen. Die am Fusse der Wand anstehenden Mergel weisen auf eine Anpressung der Kalke hin, da die in den Kalken vorhandenen Harnische zuweilen den Anschein erwecken, als setzten sie sich noch in die durch die Mergel verborgenen Bereiche hinein fort. Obendrein kann man erkennen, dass Mergel in Spalten und kleinen Höhlungen im Kalk eingepresst sind.

Das Fehlen eines einheitlichen Schräghanges in der Wand zwischen dem Riedel des Rossberges und dem des Scharnitzjoches steht in engem Zusammenhang mit der starken Erniedrigung des Kammes in diesem Raume. Die geringere Höhe kommt nicht allein in der geringeren Gipfelhöhe zum Ausdruck sondern auch in den tiefen Einsattlungen der Wank- (2320 m) und Oberreintalscharte (2394 m). Diese Beschaffenheit der Wand ist auf die grossen Kare zurückzuführen, die an der Nordseite weit nach Süden in den Kamm vordringen. Vom Grossen Hundsstall, vom Oberreintal- und Schüsselkar aus wird der Kamm von Norden her stark abgetragen und erfährt dadurch eine beträchtliche Verschmälerung. Damit hängen die Verringerung seiner absoluten Höhe und die Einschartungen zusammen. Die Scharten befinden sich gerade dort, wo das Oberreintalkar und der westliche Arm des Schüsselkares am weitesten nach Süden reichen. Vermutlich wurde dadurch der

nach Süden schauende Schräghang von Norden her aufgezehrt, sofern er überhaupt vorhanden war. Denn wahrscheinlich war der Kamm hier schon immer recht schmal. Die Ursache für die grössere Höhe und durchgehende Steilheit der Sockelwand über dem oberen Klammthal ist wohl in der Engräumigkeit der Hohlform zu suchen. So hatte der Bach in einer Eintiefungsphase verhältnismässig wenig Material abzutransportieren. Dadurch wurde die Tieferlegung des Bodens der Hohlform in den Jura- und Neokomschichten beschleunigt. Hinzu kommt die geringere Schuttlieferung der niedrigeren Wand.

Das Scharnitzjoch bildet den rückwärtigen Talschluss des von Osten in die Jüngschichtenzone eingreifenden Puttales. Im Süden wird es von der Gehrenspitze (2282 m) überragt, die im Wettersteinkalk der Vorbergzone liegt. An ihrem steil zum Puttal geneigten Abfall lassen sich keine nennenswerten Hangpartien erkennen. Für die nördliche Talflanke zwischen der Scharnitzspitze (2464 m) und der Dreirorspitze (2690 m) gilt das gleiche. Erst im Bereiche des Söllerpasses (2311 m) weist die Wand des Wettersteinsüdkammes wieder eine geringere Neigung auf. Der Weg, der zum Söllerpas hinaufführt, folgt zwischen 2000 und 2300 m Höhe dieser etwa 40° geneigten Hangpartie. Unter dem Öfelekopf über der Mündungsstufe des Puttales finden sich treppenartige Gebilde.

Somit wird die Südwand des Wettersteingebirges von der Plattspitze bis über die Hohlform der Wankalm durch einen Schräghang gekennzeichnet, der über einer Sockelwand von wechselnder Höhe austreicht. Am Fusse der Sockelwand sind Jura- und Neokomschichten an die Kalke angelagert, die am Gatterl die durchgehende Wandflucht der Kalke unterbrechen. Die Basis der Sockelwand erreicht unter der Plattspitze bei 2050 m Höhe ihren tiefsten und unter dem westlichen Kleinen Wanner bei 2364 m ihren höchsten Punkt. Die Sockelwand unter dem Schräghang besitzt jeweils dort ihre grösste relative Höhe, wo die Bedingungen für eine rasche Abtragung der jüngeren und schwächeren Schichten gegeben sind, wie über den Quellmulden. Die Oberkante der Sockelwand senkt sich über den tiefsten Punkten der rückwärtigen Umrahmung dieser Hohlformen etwas ab und spiegelt so in verringertem Masse die Niveauverhältnisse an der Basis der Sockelwand wider.

In ihrer Ost-West-Erstreckung zeigt die Sockelwand keinen geraden Verlauf. Sie ist vielmehr durch weit nach Süden in die jüngeren Schichten vorspringende Kalksporne gekennzeichnet. Diese Beschaffenheit wird durch die tektonischen Ver- setzungen, die von Leuchs (49) in grosser Zahl beobachtet wurden, verursacht. Entlang der in der Hauptsache Nordwest-Südost gerichteten Verwerfungen ist der Wettersteinkalk der Wand nach Süden vorgestaffelt.

Pestkapelle - Lange Lahn

Das folgende Kapitel möge zur Erweiterung der am westlichen Abschnitt des Wettersteinsüdabfalls gewonnenen Kenntnisse durch eine kurze Betrachtung des nordwestlichen Randes der Mieminger Kette beitragen.

Der Wettersteinkalk der Mieminger Kette setzt als südlicher Abschluss der Hohlform bei der Pestkapelle (1640 m) mit einer nach Norden schauenden, kleinen Stufe ein. Parallel zu ihrem Streichen kerbt sich das in der Hohlform entspringende und nach Westen gerichtete Gerinne an ihrer Basis in die vor dem Wettersteinkalk im Norden befindlichen Raibler-, Jura- und Neokomschichten ein. Dadurch nimmt die relative Höhe des kleinen Abbruchs in der gleichen Richtung von etwa 30 m auf 150 m östlich des Geissbachwasserfalles zu, obwohl sich die Oberkante der Stufe ebenfalls etwas nach Westen hin absenkt. In der langen Lahn erreicht die Wand unter dem Zunderkopf (1880 m) eine Höhe von ungefähr 350 m, die jedoch durch die starke Heraushebung der Stufenoberfläche mitbedingt wird. Letztere steigt nach Westen zu noch etwas an, wobei der Steilabbruch annähernd die gleiche Höhe beibehält, da hier die Schurthalden an seiner Basis höher hinaufgreifen. Nördlich der Sonnspitze (2414 m), unterhalb des Punktes 1919 m, biegt dann die Wand nach Süden um.

Die von dieser Wandflucht begrenzte Stufenoberfläche im Wettersteinkalk hebt sich demnach im Gegensatz zu der Abdachung des unter ihr ausgebildeten ost-westlich verlaufenden Tales nach Westen zu heraus. Das geschieht jedoch nicht in durchgehender Weise sondern in einem welligen Auf und Ab. Denn die weit in die Mieminger Kette nach Süden hinaufgreifenden, vom Eis mitgeformten Hochtäler sind in die Kette mehr oder weniger tief eingearbeitet.

So beginnt die Verebnung scharf abgesetzt unter dem Nordabfall der Sonnspitze in 1960 m Höhe mit einer kuppigen Oberfläche. Vom Zunderkopf an neigt sie sich ziemlich steil zum Boden der Seebenalm (1583 m), in den das Becken des Seebensees eingearbeitet ist. Hier nimmt der Geissbach seinen Anfang, um nach kurzem Lauf in einem Wasserfall über die Wand hinabzustürzen. Dieser Seebenalmboden bildet den unteren Abschnitt des breiten Kares, das sich in raschem Anstieg nach Süden zu den beiden hochgelegenen Hohlformen des Schwärzkares und der der Coburger Hütte (1900 m) heraushebt.

Die Ebenheit steigt dann von hier aus nach Osten nur geringfügig an — 1650 m Höhe werden nicht mehr erreicht. Im Süden begrenzt sie der besonders in seiner nordwestlichen Flanke unvermittelt aus ihr aufragende Tajakopf (2461 m). Nochmals senkt sie sich am Ausgange des Brendlkares auf 1550 m. Der Karboden hebt sich gleichfalls steil nach Süden heraus. Die Ebenheit aber zieht über eine kaum 1600 m hohe Schwelle weiter nach Osten zum Igelsee (1550 m).

Auch der Igelkopf (2219 m) steigt aus ihr mit einem deutlichen Knick auf und schiebt sich zwischen das Brendl- und Igelskar, vor dessen Ausgang der erwähnte Igelsee liegt. Der Igelsee wie auch das Kar entwässern durch den Igelseebach nicht mehr zum Geissbach hin sondern zur Leutasch, also nach Osten. Zwischen dem Igelseebach und dem Gerinne, das bei der Pestkapelle entspringt, die in entgegengesetzter Richtung eine Strecke nahezu parallel fließen, schiebt sich ein längerer Buckel aus Wettersteinkalk von 1675 m Höhe. Er geht in die nach Norden weisende kleine Stufe über.

Am Fusse der von uns verfolgten Wettersteinkalkstufe lassen sich ausser den an ihr südlich der Ehrwalder Alm einsetzenden Raibler-, Jura- und Neokomschichten wegen der Schuttdecke keine näheren Aufschlüsse über die Lagerungsverhältnisse gewinnen. Die Basis der Stufe neigt sich von 1500 m Höhe südlich der Ehrwalder Alm auf 1360 m Höhe östlich des Geissbachwasserfalles ab. Dabei bildet der Wettersteinkalk auch hier die ganze Wandhöhe, ohne dass weniger widerständige Schichten an ihrem Aufbau mitbeteiligt wären.

Westlich des Wasserfalls hebt sich die Basis des Steilabsturzes etwas heraus, um sich 300 m weiter in einem nach Norden weisenden Sporn des Wettersteinkalks wieder abzusenken, so dass sie in annähernd gleiche Höhe wie am Wasserfall zu liegen kommt. Etwa weitere 80 m tiefer verzeichnet hier die geologische Karte (b) Kössener- und Neokomschichten. Ein direkter Kontakt zwischen ihnen und dem Wettersteinkalk des Sporns lässt sich nicht nachweisen. Letzterer zeigt mehrere Verwerfungen entlang denen er nachgesackt zu sein scheint. Seine Oberfläche, die von Runsen tief gekerbt ist, besitzt stellenweise eine so geringe Neigung, dass der Weg zum Seebensee über sie hinaufführt.

Von hier aus in westlicher Richtung senkt sich der Ansatzbereich der Schutthalden unter der Wand etwas ab, um dann rasch bis zum Nordwesteck der Wandflucht auf 1700 m Höhe anzusteigen. Den tiefsten Punkt des Wandfusses bildet auch hier wieder ein Vorsprung. Er befindet sich oberhalb von Juraschichten, die ungefähr 90 m tiefer am Hang durch ihre rötliche Farbe gut kenntlich sind. Den näheren Einblick in die Lagerungsverhältnisse verhindert der Schutt.

Unterhalb des Punktes 1919 m greifen vom Westen her die Schutthalden weit in die Wand hinauf, die dadurch an relativer Höhe beträchtlich einbüsst und oben drein nur mehr eine Neigung von 55° aufweist. Diesem Abschnitt folgt der Weg hinauf zur Sonnspitze. Nach Süden zu wird die Wand in ähnlicher Weise durch die Schutthalden in einzelne Sporne und Türme zerlegt, die weiter oben durch grosse Runsen, aus denen der Schutt hauptsächlich stammt, getrennt werden. Im Gegensatz zum Westabbruch des Wettersteinmassivs setzen die Schutthalden nicht an einer fast durchgehenden Zone ein, sondern greifen, die Wand zerlappend, in sie hinauf. So macht letztere hier erst in ihren höheren Partien, vor allem wieder

unter der Sonnspitze, einen geschlosseneren Eindruck. Südlich der Sonnspitze wird dieser Steilabsturz in scharfer Weise durch die Bieberwierer Scharte unterbrochen.

Die von der Westwand hinunterziehenden Schutthalden weisen in ihren oberen Partien eine Neigung von stellenweise 37° auf, werden aber weiter unten etwas flacher. Oben baut feinerer Schutt die Halden auf, darunter überwiegen die grösseren Gesteinstrümmer. An der Grenze zwischen Latschen und Hochwald häufen sich grobe Blöcke.

Dieser geschlossene Schuttmantel verbirgt das anstehende Gestein, so dass sich eine mögliche Wechsellagerung von widerständigen und weniger widerständigen Schichten nicht nachweisen lässt. Es muss also offen bleiben, ob etwa, wie am Westabbruch des Wettersteingebirges, Gesteinswechsel bei der Wandbildung ausschlaggebend gewesen sein könnte. Jedoch dürfte, wie der durch die Schutthalden zerlappte Wandfuss nahelegt, heute kaum eine sich auf derartige Lagerungsverhältnisse gründende Abtragung wirksam sein.

Auch der beschriebene Nordabfall der Mieminger Kette gibt über seine Entstehung kaum deutlichere Anhaltspunkte preis. Nur die beiden von Verwerfungen gekennzeichneten Sporne im Wettersteinkalk, unter denen Neokom-, Jura- und Kössener Schichten anstehen, lassen auf ähnliche Bildungsvorgänge, wie sie für die Südwand des Wettersteingebirges geltend gemacht wurden, schliessen. Allerdings könnte hier wegen der tieferen Lage des Wandfusses die möglicherweise vorhandene Aufschiebungsfläche des Wettersteinkalkes auf die jüngeren Schichten aufgeschlossen und damit auch wirksam sein. Im Raume des Geissbachwasserfalles dürfte das jedoch noch nicht der Fall sein. Denn hier steht der Wettersteinkalk tiefer an als östlich und westlich davon und als die Juraschichten unter der Langen Lahn, ohne dass unter ihm jüngere und weniger widerständige Schichten erkennbar wären.

Im auffälligen Gegensatz zu dem Steilabbruch, über den der Geissbach in einem Wasserfall hinabstürzt, steht die über ihm einsetzende Ebenheit im Wettersteinkalk. Sie stellt, wie es auch H. Uhligs Auffassung ist (94, S. 48), den Rest einer talbuchtartigen Verebnung dar. Ihre nördliche, im heutigen Geissbachtal zu suchende Fortsetzung ist nicht mehr vorhanden. Da hier in der Hauptsache Neokom-, Jura- und Kössener Schichten anstehen, liegt es nahe, dass diese ehemals den Talraum füllten und die Fortsetzung der Verebnung trugen. Wegen ihrer geringeren Widerständigkeit gegenüber der des Wettersteinkalkes fielen sie bei einer späteren Talvertiefung der Abtragung in grösserem Umfange zum Opfer als der Wettersteinkalk, in dem die Flachformen weitgehend erhalten blieben.

Der damalige Talboden des heutigen Geissbaches mit seinen Zuflüssen im Raume nördlich des Wasserfalles wäre also in einer Höhe von etwa 1500 m zu suchen, wenn man die Ebenheit im Wettersteinkalk der Mieminger Kette mit ihrer

nach Norden geneigten Oberfläche dafür als Anhaltspunkt nimmt. Berücksichtigt man weiterhin die asymmetrische, nach Süden gedrängte Lage des unteren Geissbaches im Ehrwalder Tale und die seines von der Pestkapelle kommenden Zuflusses wie auch die heutigen Hangverhältnisse, so ergeben sich auch für die an der Wettersteinsüdwand beschriebenen Formen weitere Hinweise. Denn man wird dann gemäss dem um 300 m höheren alten Talboden die Ansatzstellen der damaligen Schutthalden bzw. Haldenhänge in einer um etwa den gleichen Betrag höheren Lage suchen müssen.

Das aber entspricht ungefähr der Höhe, in der die Rampe der Neuen Welt heute über der Holzer Wiese austreicht und in der die Wand unter dem Wetterwandeck stark aufgelöst ist und nur eine Neigung von $55-60^\circ$ aufweist. Einen ähnlichen Charakter zeigt bezeichnenderweise auch der Wandabschnitt am Westeck der Langen Lahn unterhalb des Punktes 1919 m, wobei dieser Wandbereich noch einen normalen Zusammenhang mit den Schutthalden aufweist. Damit ist offenbar eine rezente Formengemeinschaft gegeben, die die ehemals in der Wand unter dem Wetterwandeck vermuteten Zusammenhänge veranschaulicht.

In gleicher Weise müssen wohl die Schutthalden unter der Langen Lahn einst um 300 m höher hinaufgereicht haben. Darauf weist heute noch der nördliche obere Hang des Zunderkopfes hin als kleiner Rest einer ehemals wohl durchgehenden Hangpartie, die jetzt unvermittelt in den Steilabbruch der Langen Lahn übergeht.

Die auffällige Höhendifferenz zwischen der Ebenheit um den Zunderkopf (1885 m) und der um den Seebensee (1650 m) war für H. Uhlig (94, S. 48) Anlass, sie zwei verschiedenen Altflächenstockwerken zuzuordnen. Er rechnet die Verflachung um den Zunderkopf der Raxlandschaft zu, in die an der Seebenalm die jüngere T-I-Form eingearbeitet sei. Diese soll später durch das Eis überformt worden sein, wobei die Wanne des Seebensees ausgeschürft wurde.

H. Uhlig verlässt sich auf ein einziges Kriterium für die Unterscheidung von verschiedenen Niveaus, nämlich auf den Höhenunterschied. Man wird jedoch notwendigerweise der Tatsache Rechnung tragen müssen, dass wir uns in einem Hochgebirge befinden, in dem selbst zur Zeit der Schaffung der Flachböden darüber noch ein mindestens 800 m hohes Relief aufragte. Damit entfällt die Möglichkeit, annähernd gleich hohe Flächen an verschiedenen Stellen eines Flussgebietes für altersgleich zu halten. Man muss vielmehr erwarten, dass die Altträler ein erhebliches Gefälle besaßen, namentlich in der Nähe der einstigen Wasserscheiden.

Die beschriebene Verebnung die zwischen Zunderkopf und Breitenkopf im Wettersteinkal der Mieminger Kette zu beobachten ist, liegt aber in unmittelbarer Nähe der heutigen und wohl auch ehemaligen Hauptwasserscheide zwischen Isar und Loisach. Daher bleibt die Zuordnung der Verebnungen um den Zunderkopf

und um den Seebensee zu zwei verschiedenen alten Flächensystemen sehr zweifelhaft.

Es liegt weit näher, die Ebenheit zwischen dem Zunder- und Breitenkopf als Rest eines ehemaligen Talhauptes aufzufassen. Das alte Tal muss west-östliche Laufrichtung besessen haben, denn die Ebenheit dacht sich von der Basis der Sonnspitze im Westen bis zu der des Breitenkopfes, abgesehen von den Erniedrigungen der Ausgänge des Drachen-, Brendl- und Igelskares, nach Osten hin ab. Mit anderen Worten, der Raum zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge, aus dem heute der Geissbach zur Loisach hin fließt, muss vormals durch die über ihre heutige Wasserscheide bei der Pestkapelle hinaus nach Westen reichende Leutascher Ache zur Isar hin entwässert worden sein.

In der Holzer Wiese stehen die Neokom- und Juraschichten bis in 1900 m Höhe an. Um Ehrwald beteiligen sich Neokom-, Jura- und Kössener Schichten am Aufbau des heutigen Beckenbodens. Desgleichen finden sich Kössener- und Juraschichten um Lermoos. Vermutlich füllten damals diese Schichten das Becken von Ehrwald bis zu einer Höhe von 1900 m aus, so dass auf ihnen ein nach Osten gerichteter Bach, ein Vorläufer der heutigen Leutascher Ache, zur Isar hin floss.

Durch die heutige Loisach wurde der Oberlauf dieses Baches von dem nahe und tief gelegenen Garmischer Becken aus angezapft. — Es ist 700 m hoch, während die Isar bei Mittenwald 900 m hoch liegt. — Dadurch kam das rezente Entwässerungssystem zustande. Hand in Hand mit der Verlegung des Gewässernetzes ging die Ausräumung der jüngeren und schwächeren Schichtglieder im Raume des Ehrwalder Beckens und des heutigen Geissbachtales.

Die Klärung der Frage nach dem Alter der Anzapfung bzw. nach dem Zeitpunkt, bis zu dem der Oberlauf der Leutascher Ache noch weiter nach Westen reichte, muss weiteren Beobachtungen überlassen bleiben.

Deutung der Schräghänge

Die bisher beschriebenen Schräghänge werden von uns als ehemalige Haldenhänge gedeutet. Als wichtiger Anhaltspunkt dient hierfür — neben dem Neigungswinkel der Schräghänge — die über ihnen zum Teil noch aufragenden Wände. Diese weisen heute noch darauf hin, dass die Bildung der Schräghänge unter parallel rückwitternden Wänden stattfand. Darüberhinaus geben die Verhältnisse am Feldernjöchl einen wichtigen Aufschluss über die Entstehung der Schräghänge und der Sockelwände.

Die Bildung von Haldenhängen hat man sich etwa so vorzustellen: Das aus einer Wand ausbrechende Lockermaterial sammelt sich am Wandfusse — sofern es nicht abtransportiert wird — zu einer Schutthalde an. Die obere Grenze dieser

Schutthalde bestimmt das Niveau, bis zu dem herab die Wand durch Steinschlag einen weiteren Materialverlust erleiden kann. Indem nun die Halde ihrer Oberflächenneigung entsprechend in die Wand über das Wandgestein hinübergreift, verbirgt sie unter sich einen Haldenhang im festen Fels. Auf diese Weise vermindert sich bei gleichzeitiger Rückverlegung des Oberteils des ehemaligen Wandbereiches die relative Höhe des Steilabbruchs, im Masse die Schutthalde an seinem Fusse emporwächst. Demgemäss wird man die hier und da über den Schräghängen noch aufragenden Wandpartien als Reste der Wände auffassen müssen, die bereits zum grössten Teil der Hangbildung zum Opfer gefallen sind.

Der durchschnittlich zwischen 38° und 40° gelegene Neigungswinkel der beschriebenen Schräghänge ist zwar grösser als der der rezenten Kalkschutthalden in diesem Raume ($30-36^\circ$), doch ist ja der Neigungswinkel des Haldenhanges immer um wenigstens grösser als der der Halde, die ihn bedeckt. Dafür erbrachten einige Beobachtungen unter der Wand des Sass Rigais (3025 m) in der Puezgruppe der Südtiroler Dolomiten — die eine gewaltige, nach Norden gerichtete Schichtstufe darstellt — einen Nachweis. Hier liegt eine mächtige Schutthalde aus Dolomitgestein, deren Oberfläche bis zu 34° geneigt ist, auf einem aus Bellerophon- und Werfene Schichten aufgebauten Haldenhang, dessen Oberfläche unter einem Winkel von annähernd 40° abfällt. Zudem berichtet auch O. Lehmann, dass Malmkalkhalde eine Neigung von 40° erreichen können.

Die Sockelwand unter dem Schräghang wird man sich so entstanden denken müssen, dass vormalig die Mergel an der Sockelwand bis zu ihrer heutigen Oberkante hinauf anstanden. Indem nun die Schutthalde auf den jüngeren Schichten über das Wandgestein der rückwitternden Wand hinübergreifen, begruben sie unter sich einen Haldenhang in den Kalken, der sich wohl ohne Gefällsknick an den Haldenhang der jüngeren Schichten anschloss. Während einer erneuten Ausräumungsphase wurden die Jura- und Neokomschichten rascher abgetragen als der widerstandsfähigere Kalk, in dem der Haldenhang dann allein erhalten blieb. Auf diese Weise kam die Sockelwand zustande, die als geomorphologisches Gebilde jünger ist als der Schräghang. Demnach handelt es sich bei der Sockelwand um eine umgestaltete Verwerfungsfläche in den Kalken. Darauf deuten die an der Sockelwand gut kenntlichen Harnische hin. Hiermit findet auch das Durchbiegen der Oberkante der Sockelwand über den Hohlformen seine Erklärung. Die Kante repräsentiert die ehemaligen Niveauverhältnisse an den rückwärtigen Abschlüssen der Hohlformen. Der Schräghang und der durch die Sockelwand — die unter ihm einsetzt und im gleichen Gestein ausgebildet ist — deutlich zum Ausdruck kommenden Gefällsknick weisen auf eine einschneidende Änderung der Abtragungsbedingungen hin. Dabei könnte man entweder an eine Hebung des Gebietes denken, die eine verstärkte Ausräumung und damit eine Unterbrechung der Fortbildung des einheitlich in den Kalken und schwächeren Schichten angelegten Haldenhangs bewirkte, oder an

einen Wechsel der klimatischen Verhältnisse, der zugleich die erhöhte Schuttlieferung der Wände erklären würde, die ja eine Voraussetzung für die Ausbildung der Schräghänge darstellt. Die grosse Schuttlieferung der Wände kann hier nicht auf tektonische Vorgänge im Pleistozän zurückgeführt werden, wie es neuerdings H. Paschinger (66, S. 82) als Voraussetzung für die Bildung der Höttinger Breccie annimmt. Denn nichts weist im Raume der Wettersteinsüdwand auf junge tektonische Bewegungen hin.

Der Klimawechsel wäre zum Beispiel an der Wende des Tertiärs zum Diluvium gegeben. Jedoch liegt es näher einen Klimawechsel innerhalb des Pleistozäns — etwa beim Übergang von einer Warm- zu einer Kaltzeit — der Erklärung der Formen zugrunde zu legen. Dafür spricht z.B. das Vorkommen der Höttinger Breccie am Südfall der Solsteinkette. Die Höttinger Breccie, der pleistozänes Alter zukommt, kündigt ja von einer beträchtlichen Schuttlieferung der Wände im Pleistozän. Die Ausbildung des Haldenhanges wäre dann in einer langen Warmzeit, wahrscheinlich im M-R-Interglazial erfolgt.

Zur Zeit der Bildung des Haldenhanges muss dieser unter einer Schutthalde verborgen gewesen sein. Die Schutthülle entzog das verschieden widerständige Gestein des Haldenhanges dem direkten Zugriff der Verwitterung und Abtragung. So wurde eine gesteinsbedingte Formung des Haldenhanges verhindert, der sich von den Jura- und Neokomschichten ohne Gefällsknick auf die widerständigen Kalke fortsetzte. Heute lässt sich das nur mehr am Feldernjöchl beobachten, da hier für die Erhaltung des Haldenhanges auch in den schwächeren Schichten besonders günstige Bedingungen vorliegen.

Nach der Ausbildung des Haldenhanges muss die ihn schützende mächtige Schuttdecke weitgehend abtransportiert worden sein. Die hierfür notwendigen Voraussetzungen wären zum Beispiel vor und in einer Kaltzeit gegeben. In dieser Zeit verschlechterten sich die Bedingungen für den Pflanzenwuchs, wodurch der Abtransport des Schuttes erleichtert wurde. In der Kaltzeit selbst schafften Firn und Eis das Lockermaterial fort.

Nachdem auf diese Weise der Haldenhang von seiner schützenden Schuttdecke befreit worden war, machten sich die Gesteinsunterschiede hinsichtlich der Abtragungsergebnisse bemerkbar. Die schwächeren Jura- und Neokomschichten fielen der Solifluktion und der Erosion rascher zum Opfer als die Kalke. So wurde die Sockelwand in den Kalken aus den jüngeren Schichten herauspräpariert, während der Haldenhang in den Kalken erhalten blieb. Die Bedingungen hierfür, vor allem für eine verstärkte Solifluktion, waren im Ausgang der Risseiszeit und Würmeiszeit — sofern man die klassische Gliederung der Eiszeit von A. Penck zugrunde legt — besonders günstig.

An der unmittelbaren Ausgestaltung des Schräghanges und bei der Herauspräparierung der Stufe hat das Eis offenbar in keinem erheblichen Umfange mitgewirkt. Denn im Wettersteinkalk sind keine Schliffspuren zu erkennen und die Oberfläche der Sockelwand trägt noch gut erhaltene Harnische, die bei einer stärkeren Beanspruchung des Felsens durch das Eis fehlen müssten. Obendrein bildet der Schräghang mit seiner relativ geringen Ausdehnung und seiner grossen Neigung keine besonders günstige Voraussetzung für die Ansammlung grosser Schneemassen.

Nach den für diesen Raum von H. Uhlig (94) versuchten Altflächenbestimmungen wären beide Formen tertiären Alters. H. Uhlig (94, S. 27) deutet die Riedeloberflächen zwischen den einzelnen Hohlformen unter der Wettersteinsüdwand als Reste der Raxlandschaft. Da nun über den Riedelansätzen unter dem Schräghang fast durchwegs noch die Sockelwand aufragt, müsste der Schräghang mindestens ebenso alt sein wie die Riedeloberflächen. Daraus würde sich ergeben, dass in der miozänen Raxlandschaft des Untersuchungsgebietes überaus steile, einige hundert Meter hohe Wände vorhanden waren. Denn der Schräghang in der Südwand des Wettersteingebirges endet zuweilen unter einer Wand (Hochwanner), die dann als Rest der über der Halde rückgewitterten, zum Beginn der Ausbildungszeit der Raxlandschaft über der heutigen Oberkante der Sockelwand aufragenden Wand zu deuten wäre.

In den Böden der Hohlformen möchte H. Uhlig (94, S. 28 u. 30) T-I-Talschlüsse erkennen. Demzufolge käme ihnen ein pliozänes Alter zu (94, S. 7), das damit auch für die Sockelwand anzunehmen wäre, die ja nach der eigentlichen Bildung des Schräghanges zustande kam.

Diese Befunde an der Wettersteinsüdwand lassen deren Deutung als eine über den jüngeren Schichten rückgewitterte Schichtstufe nicht zu, wie es die tektonische Auffassung Schlagintweits (79, 1912) nahelegen würde. Sie erbringen vielmehr eine Bestätigung der Auffassung von O. Ampferer (3, 1912) und K. Leuchs (49, 1930), wonach die Kalke der Südwand an die jüngeren Schichten angepresst und offenbar nachträglich herauspräpariert worden sind, was O. Ampferer bereits in dem Aufsatz (3, S. 210) als Vermutung ausspricht: „Eine solche Wand (Anmerkung: Südwand der Schlüsselkarspitze) gehört zu den gegen Verwitterung am widerstandsfähigsten Bauwerken. Nach meiner Ansicht dürfte wohl der Spaltraum zwischen Innentaldecke und Wettersteinscholle (z.B. im Puital) einst durch aufgeschürfte junge Schichten hoch aufgefüllt gewesen und erst allmählich durch die Erosion freigelegt worden sein.“ Es lässt sich zwar mittels der Formen nicht nachweisen, bis zu welcher Maximalhöhe die Muldenzone ehemals mit jüngeren Schichten ausgefüllt war, zum mindesten aber reichten sie bis in die Höhe der Oberkante der Sockelwand hinauf.

Verleichende Betrachtungen der Wand des Kalblingzuges in den südlichen
Gesäusebergen und der Wand des Kreuzkofels in den Südtiroler Dolomiten

Die Schräghangbildung in den Wandabstürzen der Wettersteinsüdseite steht in den Kalkalpen keineswegs vereinzelt da. Es seien hier zwei besonders lehrreiche Beispiele aus den Gesäusebergen und aus den Südtiroler Dolomiten angeführt, bei denen die typischen Merkmale solcher Schräghänge - unseres Erachtens ehemaliger Haldenhänge - besonders gut ausgeprägt sind.

Westlich des Johnsbachtales erreicht der Südsaum der Gesäuseberge im Reichenstein (2247 m) - Kalbling (2196 m) - Zug seine grösste Höhe. Als wuchtige Mauer überragt dieser Kamm das nach Süden gerichtete Tal des Fliesenbaches um 1000 m. Die obersten Partien der Mauer liegen im Dachsteinkalk, der nach unten hin in den Dachsteindolomit übergeht. Diesen trennt ein Band Raibler Schichten von dem tiefer anstehenden Ramsaudolomit.

Auch in dieser Wand lässt sich ein Schräghang erkennen über dem noch Wandpartien aufragen. Nach unten streicht er über einer steilen Sockelwand aus (Bild III). Der Schräghang erstreckt sich von der Pfarrmauer in Höhe des Treffnerriegels bis unter den Kalbling. Er fällt mit einer zwischen 38 und 43° wechselnden Neigung nach Süden ab. Nach der geologischen Karte von O. Ampferer (g) ist die Hangpartie in der Hauptsache im Dachsteindolomit ausgebildet, über dem die Wände im Dachsteinkalk aufragen. Hierin ist jedoch kein petrographisch bedingter Formenwechsel zu sehen, denn der Kalk ist kaum widerständiger als der Dolomit. Zudem setzt der Schräghang nicht an glatter Grenze unter der Wand aus, die über ihm aufragt, sondern greift teilweise zwischen Wandpartien hoch hinauf (Bild III). O. Ampferer weist selbst auf die nur schwer durchführbare und nicht immer klare Abgrenzung der einzelnen Schichtglieder voneinander hin (6, S. 63). In etwa 1700 m Höhe beginnt unterhalb des Schräghanges die steilere Partie, die über dem Talchluss des Fliesenbaches etwa 160 m hoch ist und im Ramsaudolomit liegt. Grosse, steile Runsen, die bis in den Schräghang hinaufgreifen, zerlegen die Sockelwand in bastionartige Vorsprünge.

Am Fusse der Sockelwand, im westlich des Goldbrünndls gelegenen Bachanriss, steht in 1480 m Höhe Haselgebirge an. Direkt über dem Haselgebirge findet sich auf der Sockelwand im Ramsaudolomit ein grösserer Harnisch.

Im Treffnerriegel und im Kalblinggatterl reichen die Werfener Schichten vor dem Dachsteindolomit in eine Höhe von etwa 1580 m bzw. 1620 m hinauf.

Die hier beschriebenen Formen des Schräghanges und der darunter einsetzenden Sockelwand sind wohl auf die gleichen Vorgänge zurückzuführen, die bei der Besprechung ähnlicher Formen an dem Südfall des Wettersteingebirges angezeigt wurden. Als wichtige Hinweise für die Deutung des Schräghanges als alten Halden-

hang gelten auch hier die über dem Schräghang aufragenden Wandbereiche und obendrein die auf dem Schräghang selbst aufruhende Breccie des Treffnerriegels.

Am Fusse der Sockelwand und vor allem auf dem Treffnerriegel befinden sich zum Teil sehr umfangreiche Breccienvorkommen. Auf dem Treffnerriegel reicht, wie schon erwähnt, die Breccie von den Schichten der südlichen Grauwackenzone hoch auf den Schräghang in den Dolomit hinauf. Im Talschluss des Fliesenbachtals sind die Breccienvorkommen geringfügiger und enden hier vor der Basis der Sockelwand. An Hand dieser Breccien wurde unter anderem von K. Wiche (98) eine Altersbestimmung des Schräghanges und des heutigen Fliesenbachtals versucht.

Wiche deutet den Schräghang, die Breccie des Treffnerriegels und die Breccie im hinteren Fliesenbachtal als korrelierte Bildungen einer einzigen Warmzeit des Pleistozäns. Demnach entstanden die Breccien aus dem während der Anlage des Schräghanges angefallenen Schutt. Diese Annahme ist bei der Treffnerbreccie durchaus naheliegend. Bei der etwa 160 m tiefer anstehenden Breccie im Talschluss des Fliesenbachtals ergeben sich jedoch bei der genetischen Verknüpfung der Breccie mit dem Schräghang im darüber aufragenden Gebirgsabfall ernste Schwierigkeiten. Denn hier schiebt sich zwischen die Auflagerungsfläche der Breccie und dem Schräghang — im Gegensatz zur Treffnerbreccie — die etwa 160 m hohe Sockelwand ein.

Auf Grund der von Wiche postulierten Gleichaltrigkeit der beiden Breccienvorkommen schliesst Wiche nun weiter, dass der um 360 m tiefer als die Auflagerungsfläche der Treffnerbreccie gelegene Boden der Hinteren Fliesenalm schon vor der Ablagerung der Breccie bis zu seinem heutigen Niveau herab eingetieft war.

Behält man diese Auffassung bei, so bleibt die Entstehung der Sockelwand unter dem Schräghang am Gebirgsabfall über dem hinteren Fliesenbachtal unerklärlich. Es sei denn, man nimmt an, dass am Anfang eine vom Grunde des Fliesenbachtals bis in Reichensteinhöhe reichende 800 m hohe Wand vorhanden war, dass danach unter dieser Wand Schutt bis zu einer Höhe von 160 m über dem Grund, d.h., bis zur Höhe der heutigen Sockelwand, angehäuft wurde, bevor von der Obergrenze dieser Schuttablagerung aus die Bildung eines Haldenhanges — des heutigen Schräghanges — ihren Anfang nahm. Das alles ist sehr unwahrscheinlich.

Dem widersprechen vor allem die Verhältnisse am Treffnerriegel. Hier zieht ja die Breccie von den Schichten der Grauwackenzone auf den Schräghang in den Dolomit hinauf, ohne dass sich zwischen beide Gesteinskomplexe — wie am Ende des Fliesenbachtals — eine Sockelwand trennend erhebt. Es ist unwahrscheinlich, dass auf so engem Raume die Haldenhangbildung zur gleichen Zeit an verschiedenen Stellen auf so unterschiedliche Weise abgelaufen sein sollte.

Offenbar ist die Breccie des oberen Fliesenbachtals jünger als die Treffnerbreccie. Der die Breccie des Fliesenbachtals zusammensetzende Schutt wurde erst lange nach der eigentlichen Ausbildung des Schräghanges und nach der Ausbildung der Sockelwand abgelagert.

Die Sockelwand im Ramsaudolomit ist — wie die am Südabfall des Wettersteingebirges — erst nach der Anlage des Schräghanges aus den vorher bis zu ihrer Oberkante hinauf anstehenden wenig widerständigen Schichten der Grauwackenzone herauspräpariert worden. Dafür spricht der oben schon erwähnte Harnisch am Ende des Bachanrisses des Goldbründls aber auch folgende Aussage O. Ampferers (6, S. 73): „Die Kalkalpen verdanken nach dieser Einsicht also ihr Höherragen nur einer immer weiter fortschreitenden Erniedrigung der Grauwackenzone. Dadurch wurden die Gesäuseberge gleichsam erst aus der Grauwackenzone herausgegraben, in die sie früher tief eingesenkt waren.“

Damit entfällt auch die Möglichkeit, die Sockelwand so zu deuten, dass die Dolomite und somit auch der in ihnen angelegte Schräghang ehemals weiter nach Süden ins Fliesenbachtal hinabreichten und später schichtstufenartig über den weniger widerständigen Schichten der Grauwackenzone zurückgewittert sind. Denn dann würde die Sockelwand eine Schichtstufe darstellen, die durch das Abwittern der unteren Partien des Schräghanges zustande gekommen wäre.

Die Westflanke der Fanesalpe in den Südtiroler Dolomiten südlich von Brunn-
eck wird ebenfalls durch einen Schräghang gekennzeichnet (Bild IV). Dieser Gebirgsabfall, an dessen Basis Raibler Schichten anstehen, liegt im Dachsteinkalk bzw. Dachsteindolomit und in den Juraschichten (35, S. 241). Er überragt die sanftwellige Hochfläche nördlich von St. Cassian, die in den Cassianer — und Wengener Schichten ausgebildet ist, und die sich zum Gadertal hinabsenkt, um 600-900 m.

Der Schräghang fällt mit einer durchschnittlichen Neigung von 40° ab. Auf diese Weise werden die nach Osten einfallenden, gut gebankten Kalke und Dolomite gekappt. Über dem Schräghang, der sich vom Zehnerkofel (3027 m) bis zum nördlichen Eckpfeiler der Medesscharte (2763 m) erstreckt, ragt noch ein mehrere hundert Meter hoher Steilabbruch auf. Zwischen dem Zehnerkofel und dem Kreuzkofel (2911 m) streicht der Schräghang über einer gut ausgebildeten hohen Sockelwand aus. Unterhalb des Kreuzkofels ist der durchgehende Verlauf des Schräghanges unterbrochen. Vermutlich sackte hier eine keilförmige Partie des Gebirgsabfalles ab, wie es die riesigen Kalktrümmer am Fusse des Steilabbruchs nahelegen. Von da nach Süden verliert die Sockelwand unter dem Schräghang an Deutlichkeit. In gleicher Richtung hebt sich der untere Wandfuss etwas heraus und wird von grossen Schutthalden gesäumt.

Offenbar handelt es sich auch bei diesem Schräghang um einen alten Haldenhang. Darauf deuten sowohl die über ihm noch aufragende Wand als auch die vom Schräghang gekappten Kalk- und Dolomithänke hin.

Die Sockelwand unter diesem Schräghang wird wohl auf Grund der Lagerungsverhältnisse als Untergrabungswand einer Schichtstufe aufzufassen sein. Noch ungeklärt ist die Frage, warum die Schichtstufenbildung, die unseres Erachtens die Anlage des gesamten Steilabfalls der Fanesalpe mitbedingt haben musste, zeitweilig durch Schuttbalden- und Schräghangbildung unterbrochen worden ist.

Baueigentümlichkeiten des Karwendelgebirges

Als Karwendelgebirge bezeichnet man den Raum der nördlichen Kalkalpen, der im Süden durch das Innthal, im Osten durch die Furche des Achensees und im Norden von der Isar begrenzt wird. Im Westen scheidet die Isar gemeinsam mit dem Seefelder Pass das Gebirge vom Wetterstein- und Mieminger Gebirge.

Im Norden des Karwendels dehnt sich ein bewaldetes Gebirge aus, das mit seinen Gipfeln bis in eine Höhe von über 2000 m aufragt. Im Süden erheben sich über diesem sogenannten Karwendel-Vorgebirge die hohen, kahlen Felskämme des Hochkarwendels. Am Aufbau des Vorgebirges beteiligen sich überwiegend Hauptdolomit und Plattenkalk. Aus diesem Grunde, aber auch wegen seines Landschaftscharakters könnte man es mit dem Werdenfelser Land vergleichen, das allerdings in seinen Kulminationen nicht so grosse absolute Höhen erreicht. Die geologischen Strukturen beider Vorgebirge unterscheiden sich jedoch wesentlich voneinander. Während nämlich das Werdenfelser Land im Zentrum durch einen von Westen nach Osten gerichteten geologischen Sattel, den Wamberg, gekennzeichnet ist, in dem sich Muschelkalk, Partnach- und Raibler Schichten emporwölben, bildet das Karwendel-Vorgebirge eine in ihrem Ost-West-Verlaufe verschiedentlich gestörte Mulde, in deren Kern die Schichten der obersten Trias bis hinauf zum Neokom anzutreffen sind.

An das Vorgebirge schliesst sich im Süden das Karwendelhochgebirge an. Es besteht aus vier etwa parallelen Ketten, die vornehmlich vom Wettersteinkalk aufgebaut werden. Sie setzen im Westen zwischen Mittenwald und dem Seefelder Pass ein und verlaufen in östlicher Richtung. Die südlichste von ihnen fällt zum Innthal ab. Es sind, von Süden nach Norden gestaffelte, die Solstein- und die Gleirschkette, die Hintere und die Vordere Karwendelkette. Die folgende Betrachtung beschränkt sich auf die nach Norden schauenden Steilabstürze der beiden letztgenannten Ketten.

Mit dem mächtigen westlichen Eckpfeiler der Karwendelspitzen (2367 m) beginnt die Vordere Karwendelkette. Dieser Bergstock überragt das Isartal bei Mittenwald um 1450 m. In dem Pfeiler vereinigt sich der von Süden kommende Kamm des Brunnensteinkopfes, eine geologische Fortsetzung der hinteren Karwendelkette (1950 m) mit der Vorderen Kette. Sie erstreckt sich von da mit einer durchschnittlichen Höhe von 2300-2500 m bis zum Johannestal. Nur einmal erfährt der Kamm in der Bärenalpelscharte (1838 m) eine beträchtliche Erniedrigung.

Im Gegensatz zu der mauerartigen Gestaltung des westlichen Abschnitts der Vorderen Kette repräsentieren den östlichen eine Reihe von gewaltigen Bastionen, die mit der Hinteren Kette durch hohe Rücken in Verbindung stehen. Es handelt sich um die Bastionen der Falkengruppe (2428 m), des Gamsjochs (2452 m) und

des Sonnenjochs (2458 m) und um das weitgespannte Gewölbe des Stanserjochs (2102 m) mit dem im Norden vorgelagerten Dristkogel (2005 m). Zwischen diesen Bergstöcken ziehen vier tief eingeschnittene Quertäler nach Norden zum Längstal des Rissbaches und zum Achensee.

Die Gipfelregion der Vorderen Kette wird grösstenteils vom Wettersteinkalk gebildet, der im Nordabsturz meist Südfallen zeigt. An der Basis der Wände stehen Raibler Schichten und Hauptdolomit an, die entweder steil nach Süden unter dem Wettersteinkalk einfallen oder saiger stehen. Am Fusse der Sonnenjochgruppe liegt zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit Haselgebirge.

Im Westen hebt sich aus dem südlich der Vorderen Kette gelegenen Karwendeltal die Hintere Karwendelkette heraus. Von ihr wie auch von der Vorderen Kette führen eine Reihe grosser Kare zum Karwendeltal hinab. Die Hintere Kette besitzt deshalb in diesem Raume keinen so ausgeprägten Wandcharakter, wie es östlich des Hochalmsattels bei ihr der Fall ist, wo grössere Kare fast ganz fehlen, denn durch die Kare bedingt, verläuft die Kammlinie südlich des Karwendeltales weit entfernt vom Nordabfall im Innern der Kette. Östlich des Hochalmsattels befindet sich die Kammlinie der Hintere Karwendelkette unmittelbar über dem Nordabsturz, der so bis zum Vomper Joch den Eindruck einer Pfaffen Mauer erweckt, die in ihrem mittleren Abschnitt über 900 m hoch und bisweilen lotrecht aufragt. Nur am Hochglück (2572 m) greifen zwei Kare von Norden her in die Wand ein.

Wie die Vordere so wird auch die Hintere Kette von Wettersteinkalk aufgebaut. Im Karwendeltal tauchen an der Basis der Hintere Karwendelkette Muschelkalk und Reichenhaller Schichten auf, die zum grossen Teil den Talboden und im Hochalmsattel den Falschluss bilden. Im Gegensatz zu diesem Bereiche zeigt der nach Osten anschliessende Raum zwischen der Vorderen und der Hintere Karwendelkette einen weitaus verwickelteren Bau. Hier findet man sowohl in den Rücken, die die Quertäler voneinander trennen, als auch in den Mulden der Täler eine bunte Folge von verschiedenen alten Gesteinen in einer wirren Anordnung nebeneinander liegen. Dieser Raum, der in seiner geomorphologischen Gestaltung einer spiegelbildlichen Vergrösserung der südlichen Vorbergzone des Wettersteingebirges ähnelt, gab wohl hauptsächlich Anlass zu den unterschiedlichen tektonischen Deutungen des Karwendelgebirges.

Über den Bau des Karwendels liegen zwei wesentlich verschiedene Auffassungen vor, die von A. Rothpletz (76) und die von O. Ampferer (1 und 5).

Rothpletz fasst die beiden nördlichen Ketten als im wesentlichen durch Verfaltung und Schuppenbildung modifizierten Horst- und Grabenstrukturen auf. Für ihn sind die gewaltigen Wände wohl vornehmlich aus der Umbüllung durch schwarze meist junge Schichten befreite Verwerfungsflächen.

O. Amperferer rechnet mit einem grossen Deckenschub. Für ihn sind die grossen Wandfluchten schichtstufenartige Denudationsränder fester Kalkpakete, die über weniger widerständigen unterlagernden Gesteinen zurückgewittert sind.

Wir können zu dieser allgemeinen Meinungsverschiedenheit hier nicht Stellung nehmen, sondern beschränken uns darauf, unsere diesbezüglichen Schlüsse auf die örtlichen Beobachtungsbefunde am Fusse der grossen Wände zu gründen.

Die Nordwände der Vorderen Karwendelkette

a) Der Westabschnitt ostwärts bis zur Steinkarspitze.

Mit einem nach oben hin immer steiler werdenden Hang, der in etwa 1600 m Höhe ohne scharfen Gefällsknick in die Wand übergeht, hebt sich der westliche Eckfeiler der Vorderen Karwendelkette bei Mittenwald aus dem Isartal heraus. Die Wände dieses Bergstockes werden von einer grossen Zahl zuweilen recht tiefer Runsen gekerbt, von denen sich jeweils mehrere vereinigen und in den Hang hinein fortsetzen. Sowohl die Wand als auch der darunter befindliche Hang werden im Westen allein vom Wettersteinkalk aufgebaut, der beim Gerber nach abwärts bis in 930 m Höhe im Isartal ansteht. Nach Osten zu reicht der das anstehende Gestein verbergende Schuttmantel immer höher am Hang hinauf und verbirgt dadurch die Gesteinsgrenze.

In dem scharfen Einriss der Erzgrube befindet sich ein kleineres Vorkommen von Raibler Schichten vor dem Aufschwung des Wettersteinkalks in etwa 1200 m Höhe. Am Fusse der Kreuzwand (2132 m) treten die gleichen Schichten in erheblich grösserem Umfang zutage und bauen den Riedel (1600 m) auf, der vor der Wand als Westbegrenzung des Dammkarausganges nach Norden zieht. Aber auch hier geht die Wettersteinkalkwand mit einer geringer werdenden Neigung in den Hang der Raibler Schichten über. Die Schichtgrenze wird also nicht durch einen deutlicheren Knick betont, wie es zu erwarten wäre, wenn es sich bei der Wand im Wettersteinkalk um eine über den Raibler Schichten zurückgewitterte Schichtstufe handelte. Allerdings besteht zwischen den Gesteinen beider Schichtkomplexe kein allzu grosser Unterschied in der Widerstandsfähigkeit gegenüber der Abtragung, da die Raibler Schichten vornehmlich durch Kalke und Rauhwacken vertreten sind. Obendrein liegen keine Anhaltspunkte für eine wirkliche Unterlagerung des Wettersteinkalks durch die Raibler Schichten vor. Erstere fallen zwar steil nach Süden ein, sind aber offenbar längs einer Verwerfung an den Wettersteinkalk angelagert, wie es die geologische Karte (d) und ein Niveauvergleich der Raibler Schichten im Riedel mit dem südlich am Dammkarausgang folgenden tiefer anstehenden Wettersteinkalk nahelegt (e).

Durch das Dammkar erfährt die Wandflucht eine torartige Unterbrechung. Der Ausgang dieses schutterfüllten Kares, das hoch in die Vordere Kette hinaufgreift

und sich in zwei nach Westen umbiegende Arme gabelt, wird von steilen Wettersteinkalkwänden flankiert. Sie setzen sich nach Norden in dem eben genannten Riedel und in dem des Mitterecks fort. Auch im Mittereck (1600 m) tauchen am Fusse des Predigtstuhls Raibler Schichten auf. Der Predigtstuhl selbst besteht aus Wettersteinkalk. Sein Gipfel (1920 m) wird durch eine kleine Ebenheit gekennzeichnet, die auf die hier austreichenden Reichenhaller Schichten zurückzuführen ist. Über ihr erhebt sich die im Muschelkalk und Wettersteinkalk gelegene Wand der Tiefkarspitze (2430 m).

Der Osthang des Mitterecks zieht ohne merkliche Unterbrechung von den Raibler Schichten auf den Wettersteinkalk des Predigtstuhls hinauf. Dagegen wird der Westabhang des Riedels durch einen Steilabsturz im Wettersteinkalk, der entlang der Schichtgrenze verläuft, charakterisiert. Über dieser kleineren Wand befindet sich eine weniger stark geneigte Partie, die zum Gipfel des Predigtstuhls hinaufführt. Am Fusse des Abbruchs liegt ein grösseres Vorkommen von Raibler Mergeln, die im Osten durch die direkt an den Wettersteinkalk heranreichenden Raibler Kalke und Rauhwacken verdrängt und weiter im Westen durch Schutt verdeckt werden. Da sich keine Unterlagerungen des Wettersteinkalkes durch die Mergelnachweisen lässt, sind diese offenbar entlang einer steilstehenden Kontaktfläche an den Wettersteinkalk angelagert. Somit ist der über den Mergeln einsetzende Steilabsturz des Predigtstuhls vor allem durch eine rasche Ausräumung der Mergelzustände gekommen.

Auf dem Scheitel des Mitterecks trifft man auf ein Breccienvorkommen von erheblicher Mächtigkeit. Die Breccie ruht auf der Schnittfläche auf, die die steileinfallenden Raibler Schichten und den Hauptdolomit kappt.

Zwischen dem Mittereck und dem Riedel, auf dem die Hochlandhütte steht, kerbt sich ein Bach tief in den Hauptdolomit ein. Das Mitterkar mit seinem steilen, schutterfüllten Boden stellt die obere Fortsetzung dieses Tälchens in die Wand der Vorderen Kette dar. Wie das Dammkar biegt auch das Mitterkar in seinem oberen Abschnitt scharf nach Westen um, wodurch sich beide Kare nach Fels als ehemalige Täler zu erkennen geben (20, S. 40).

Den Riedel der Hochlandhütte baut vor allem der Hauptdolomit auf, dessen steil stehende Schichten von einer nach Norden geneigten Schnittfläche gekappt werden. Im Norden befindet sich auf dem Hauptdolomit des Riedels ein grosses Breccienvorkommen. — Eine Deutung und eventuell mögliche Verknüpfung dieser Hochlandbreccie mit den auch im Karwendel anzutreffenden Schräghängen ist hier nicht durchführbar, da es dazu weitere Beobachtungen bedürfte. — Der Hauptdolomit im Riedel der Hochlandhütte reicht in den Steinklippen unmittelbar an den Wettersteinkalk heran, da hier das Band der Raibler Schichten fehlt. Auch hier liegt keine Unterlagerung des Wettersteinkalks durch den Hauptdolomit vor.

Verlief der Gebirgsabfall vom Dammkarausgang bis zu den Steinklippen etwa in ost-westlicher Richtung, so springt er hier angenähert 1 km weit nach Norden vor. In diesem Abschnitt fällt die Wand steil ab und wird nur im Westen durch das kleine Steinklippenkar gegliedert, das im Muschelkalk zur Ausbildung gelangte. Der Boden des Steinklippenkars streicht über einem Steilabbruch aus, der den rückwärtigen Abschluss einer Quellmulde bildet. Diese ist in Hauptdolomit eingetieft. Die Quellmulde setzt sich also nicht in den Wettersteinkalk der Vorderen Kette hinein fort, wie es bei den beiden westlichen, ebenfalls zum Kälberalpeibach gerichteten Tälern zu beobachten ist. Im Osten hebt sich aus der genannten Quellmulde der Wörnergrat auf 1998 m Höhe heraus.

Auch im Wörnergrat steht der Hauptdolomit saiger und reicht unmittelbar an den Wettersteinkalk des Wörners (2476 m) heran, dessen nicht besonders steile Wand nach unten mit einem merklichen Knick in den Wörnergrat übergeht. In dem fast horizontal bis zum Wörnerkopf (1979 m) verlaufenden Kamm werden die Hauptdolomithänke von einer wenig geneigten, einige Zehner von Metern breiten Fläche abgeschnitten.

Im Wörnergrat reicht der saiger stehende Hauptdolomit am Wettersteinkalk der Vorderen Kette, der hier nach Süden einfällt, am höchsten hinauf. Zwischen dem Wörnergrat und den Kammleitenwänden (1919 m) dehnt sich die Quellmulde des Wörnerkars aus. Seinen rückwärtigen Abschluss bildet der Wettersteinkalk der Wand, der hier etwa 100 m tiefer hinabreicht als im Wörnergrat. Die am Fusse der Rückwand zu erwartende Kontaktfläche zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit oder Raibler Schichten bleibt leider unter dem Schutt verborgen. Erst in den Kammleitenwänden lässt sie sich wieder nachweisen. Hier liegt vor dem Wettersteinkalk ein Band Raibler Schichten, an die sich im Norden Ost-West streichender, saiger stehender Hauptdolomit anschliesst.

Zwischen dem Riedel der Kammleitenwände und der Hinteren Kammleiten zieht eine weitere Quellmulde zur Wand hinauf. Die Quellmulde wird aber nicht mehr zur Isar sondern zum Rissbach hin entwässert. Ihr oberster Bereich geht nicht in die bezeichnete Quellmulde über, sondern öffnet sich nach Osten zum Thomasalpe. Von dieser höher gelegenen Teilmulde greift eine grössere schutterfüllte Nische in die Wand ein.

Der östliche Begrenzungspfeiler der oberen Teilmulde über dem Thomasalpe liegt im Raibler Kalk, der auch hier in saigerer Stellung unmittelbar vor dem Wettersteinkalk der Wand steht, ohne ihn zu unterlagern.

Das Thomasalpe führt zu der weiten Hohlform des Hufachbodens hinab. Sowohl die östliche als auch die westliche Begrenzung des Hufachbodens liegen im Hauptdolomit, der saiger steht und von schwach geneigten Schnittflächen gekappt

wird. Im Süden hebt sich die Wand der Vorderen Kette heraus, die über der Muldenmitte im Bärenalpel eine breite Einsattlung aufweist. Das Bärenalpel stellt eine in den Reichenhaller Schichten und im Wettersteinkalk gelegene Quellmulde dar, die durch einen ungefähr 150 m hohen Steilabbruch im Wettersteinkalk vom Hufachboden getrennt wird. Am Fusse dieses Abbruchs tauchen wieder Raibler Schichten auf, die auch 1 km weiter im Osten in der Halsreisse zu beobachten sind. Beide Vorkommen lassen nicht erkennen, ob sie sich unter den Wettersteinkalk hinein fortsetzen. Da jedoch die Raibler Schichten der Halsreisse um 200 m höher an der Wand hinaufreichen als die 1.4 km weiter im Westen liegenden unter dem Bärenalpel, ist es wahrscheinlich, dass sie auch in diesem Abschnitt vor dem Wettersteinkalk der Wand in steiler Stellung aufgerichtete sind und nicht flach unter ihm untertauchen, zumal die Wand in diesem Abschnitt nicht nach Süden zurückweicht.

Die Wand östlich des Bärenalpels wird in 1800-1900 m Höhe durch das Band der Reichenaller Schichten, das zwischen den Steinkippen und der Raffelspitze (2324 m) aussetzt, terrassenartig gegliedert, denn dieses Schichtglied neigt wegen seiner geringeren Widerständigkeit zur Ausbildung von flacheren Hangpartien. Der untere Wandabschnitt ist zuweilen steiler als der darüber aufragende.

An Hand der vorgetragenen Beobachtungsergebnisse wollen wir nun die Frage nach der Entstehung dieser Nordwand der Vorderen Karwendelkette behandeln.

Wohl als erster bezeichnete W. Behrmann (9, S. 134) die Wettersteinkalkzüge des Karwendelgebirges als machtvolle, nach Norden schauende Schichtkämme, zu denen demnach auch der oben beschriebene Nordabsturz der Vorderen Kette zu rechnen ist. Dieser Auffassung schliesst sich A. Malaschofsky (55, S. 103) in seiner Arbeit an.

Malaschofsky ist der Ansicht, dass die Vordere Karwendelkette bereits im Miozän die „Hügel- bis Mittelgebirgslandschaft“ des Karwendelvorgebirges als Schichtstufe überragte, ohne dass er die hierfür notwendigen Bedingungen aufweist.

Unsere angeführten Beobachtungsergebnisse lassen jedoch im Raume zwischen dem Dammkar und der Steinkarspitze eine Erklärung der Nordwand der Vorderen Kette als Schichtstufe nicht zu. Denn die für die Ausbildung einer Schichtstufe und auch eines wirklichen Schichtkammes erforderliche Unterlagerung des Wettersteinkalkes durch weniger widerständige Schichten ist hier nirgends anzutreffen. Die Raibler Schichten und der Hauptdolomit, die hierfür in Frage kämen, unterscheiden sich in ihrer Resistenz gegenüber der Abtragung nur um wenig vom Wettersteinkalk. Ausserdem stehen sie vor dem Wettersteinkalk steil aufgerichtet, ohne ihn zu unterlagern. Aus der linienartigen Anordnung trotz unterschiedlicher Höhenlage der Raibler Schichten und des Hauptdolomits in den Tälern und Riedeln vor dem Wettersteinkalk der Wand ist ersichtlich, dass die beiden erstgenannten

Schichten auf beträchtliche Höhenunterschiede ihr sehr steiles Einfallen beibehalten.

Das dünne Band Reichenhaller Schichten, das den unteren mehr oder weniger saiger stehenden Wettersteinkalk vom oberen nach Süden einfallenden trennt, kommt für eine bedeutendere Umgestaltung der Wand im Sinne einer Schichtstufe nicht in Betracht. Denn auch dort, wo es fehlt (Raffelspitze - Steinkluppen), weist die Wand eine ähnliche Beschaffenheit auf wie in den angrenzenden Bereichen.

Es wäre noch denkbar, dass nur die höhere Teilschuppe des Wettersteinkalkes — eben die über den Reichenhaller Schichten gelegene — ehemals weiter nach Norden, etwa auf die Raibler Schichten und den Hauptdolomit, gereicht hat und im Anschluss an die tiefe Ausräumung der letzteren rückverlegt worden ist. In etwa könnte das durch Ampferers Aussage (5, S. 254) bestätigt werden, nach der die Schubmasse der Karwendeldecke im Bereiche der Wörnerspitze bis zum nördlichen Hauptdolomit vordrang, wodurch im Wörmergrat eine gewaltige Zertrümmerung des Hauptdolomits hervorgerufen worden sei. F. Trusheim (92, S. 56) führt jedoch dagegen an, dass gerade im Wörnergrat und in der Kammleiten die ursprüngliche Schichtung des Hauptdolomits in hervorragender Weise erhalten und dass die Breccienvorkommen von geringfügigem Ausmass sind. Es ist also auch für diese Möglichkeit der Umbildung der Wand kein Nachweis zu erbringen.

Man wird den Nordabsturz des westlichen Abschnitts der Vorderen Kette als eine Wand auffassen müssen, die durch Abtragung der einst davor anstehenden Raibler Schichten und des Hauptdolomits herauspräpariert wurde. Allerdings muss offenbleiben, bis zu welcher Höhe diese Schichten ursprünglich am Wettersteinkalk hinaufreichten, so dass vielleicht nur ein bestimmter Teil der Wandhöhe auf diesen Abtragungsprozess zurückzuführen ist. Im Zusammenhang mit dem Zustandekommen dieses Abtragungsergebnisses ist zu bemerken, dass die oberen Partien des Wettersteinkalkes der Wand nach Süden einfallen, während seine unteren Bereiche und die jüngeren Schichten saiger stehen und der Wettersteinkalk gegenüber dem Hauptdolomit leichter zur Verkarstung neigt. Ausserdem verläuft längs zur Wand und quer zu den von ihr kommenden Tälern die als Wasserstauer fungierende Kreidemulde. Die in ihr vorkommenden schwächeren Schichtglieder dürfen besonders dort, wo sie näher an die Vordere Kette heranreichen — wie etwa nördlich des Wörners (900 m) — bei dem genannten Abtragungsvorgang eine entscheidende Rolle gespielt haben.

Schon Ampferer (2, S. 199) macht darauf aufmerksam, dass der Unterschied im Einfallen der Schichten für die Erhaltung bzw. Umgestaltung von Schichtpaketen gleicher petrographischer Beschaffenheit in den Formen und im Abtragungs-

ergebnis zum Ausdruck kommt. Die flachgelagerten und schwach geneigten Schichtpakete erweisen sich gegenüber dem vertikalen Einschneiden von Tälern als weitaus resistenter als die saiger stehenden. Dagegen sind die aus saiger stehenden Schichten aufgebauten Wände „in horizontaler Richtung für die Erosion nur schwer verschiebbar“. Da sich die Nordwand der Vorderen Karwendelkette in ihren unteren Partien aus saiger stehendem und darüber aus südfallendem Wettersteinkalk zusammensetzt, wird der Abtragung ein besonders grosser Widerstand entgegengesetzt. Demgegenüber sind die Raibler Schichten und der Hauptdolomit vor der Nordwand, weil sie mehr oder weniger saiger stehen, verhältnismässig leicht von der Zertalung angreifbar.

Nordwände der Vorderen Karwendelkette

b. Mittelabschnitt von der Steinkarspitze bis zum Stuhlkopf

In der Steinkarspitze (2030 m) springt der Wettersteinkalk, der hier angenähert saiger steht, bogenförmig nach Norden vor. Er umgreift das zwischen ihr und der Wand der Vogelkarspitze (2523 m) tief eingearbeitete Kar des Steinlochs. Im Norden schliessen unmittelbar an den Wettersteinkalk der Steinkarspitze die Raibler Schichten an, die weiter nördlich vom saiger stehenden Hauptdolomit der Wechelschneid abgelöst werden. Im Wettersteinkalk und in den Raibler Schichten ist ein gemeinsamer steiler Hang ausgebildet. Er führt zu der vor der Steinkarspitze gelegenen Scharte (1763 m) hinab, die der Wechselkopf im Norden überragt. Von ihm aus erstreckt sich der Riedel der Wechelschneid nach Norden, der vom Hauptdolomit auf den Plattenkalk des Ronberges (1755 m) übergreift und, sich nach Osten wendend, in Kössener-, Jura- und Neokomschichten bis zum Rissbachtal fortsetzt. Dieser hakenförmige Bergrücken überragt das Rontal, das vom Rissbach bis unter die Wand der Östlichen Karwendelspitze (2537 m) hinaufgreift. Das Rontal durchbricht in seinem oberen Abschnitt die Wettersteinkalkschuppe der Steinkarspitze und des Torkopfes. Seine Talwurzel greift im Steinloch nach Westen aus. Hier weist der Karboden eine Rücktiefung von 40 m auf.

Im Norden überragen die fast lotrechte Wand der Steinkarspitze das Steinloch um 300 m und im Süden die Mauer der Vogelkarspitze um 800 m.

Auch im Riedel des Torkopfes (2012 m) steht im Norden Hauptdolomit an, an den sich im Süden Raibler Kalk anschliesst. Dieser fällt steil nach Süden unter den Wettersteinkalk des Torkopfes ein. Auf dem Wettersteinkalk lagern Partnachmergel und -kalke, die sich nach Westen in das obere Rontal und nach Osten in das Torral hinein fortsetzen. In den Partnachschichten, deren Kalkbänke mit 50-60° nach Süden einfallen, liegt die Torscharte (1815 m). Im Süden erhebt sich über der Scharte eine in Reichenhaller Schichten, Muschelkalk und Wettersteinkalk ausgebildete, mehrfach gestufte Wand, die zu den Grabenkartürmen (2440 m)

hinaufführt. Alle drei nach Süden einfallenden Schichtglieder finden sich auch in der Torwand wieder, die sich im Süden aus dem Tortal heraushebt.

Im Westen wird die Torwand durch die Hohlform des Gamskarls gegliedert, die über einer 100-150 m hohen Steilstufe ausmündet. Wahrscheinlich stellt das Gamskarl den Rest eines ehemals höher gelegenen Talschlusses des Tortales dar. Seine Anlage wurde durch die in seinem Boden austreichenden Reichenhaller Schichten begünstigt. Darunter steht der dünngebankte Muschelkalk an, der wie die Reichenhaller Schichten nicht zur Verkarstung neigt und hier nicht ganz die Widerständigkeit des Wettersteinkalks besitzt. Demzufolge sind auch die unteren Bereiche der etwa 1000 m hohen Torwand weniger steil geneigt als die höheren im Wettersteinkalk gelegenen.

Die Entstehung dieser hoch aufragenden Sudflanke des oberen Tortales steht vermutlich in engem Zusammenhang mit dem Vorkommen der Partnachmergel, die in der Torscharte eine erhebliche Mächtigkeit besitzen und hier nach Süden unter den Muschelkalk einfallen. Sie finden sich gegenüber der Torwand auf dem ganzen Südhang des Torkopfes und in der östlichen Begrenzung des oberen Tortales in der Stuhlscharte (1821 m). In der Stuhlscharte streichen die Partnachmergel gegen Osten hin aus, so dass der Muschelkalk der Talspitze (2111 m) hier direkt auf dem nördlichen Wettersteinkalk des Stuhlkopfes aufliegt, während sich im Westen zwischen beide die Partnachmergel einschieben. Im Tal selbst lässt sich jedoch am Fusse der Torwand wegen der Schuttdecke keine Unterlagerung des Muschelkalks durch Partnachmergel nachweisen.

Demnach handelt es sich bei der Torwand offenbar um eine Schichtstufe, die über den Partnachmergeln zurückwitterte. Allerdings kann die Wand nicht allzuweit zurückgewichen sein. Denn hiergegen spricht das überaus steile Einfallen des Wettersteinkalks im Torkopf, der Partnachschichten und des Muschelkalks der Torscharte (50-60 Gr.) und des Wettersteinkalks nördlich und des Muschelkalks südlich der Stuhlscharte (35-40° Süd). Man wird annehmen dürfen, dass die Partnachschichten ehemals bis in die Höhe des Torkopfes (2013 m) hinaufreichten, wie es die zum Teil freigelegten Schichtflächen des Wettersteinkalkes an seinem Südhang nahelegen. Das gleiche gilt für den Stuhlkopf.

Der Oberlauf des Torbaches verlief wahrscheinlich ehemals subsequent in den Partnachmergeln und durchnagte die Wettersteinkalkschwelle zwischen dem Tor- und dem Stuhlkopf. Beim Einschneiden untergrub der Bach den über den Mergeln befindlichen Muschelkalk, so dass dieser zurückwitterte.

Ob auch der Wettersteinkalk der Torwand jemals soweit wie der Muschelkalk nach Norden vorreichte, also bis über die Partnachmergel, und im Tortal den beschriebenen Abtragungsvorgängen zum Opfer fiel, ist nicht mit Sicherheit zu sagen.

Das Profil in der geologischen Karte von A. Rothpletz (d) spricht eher dagegen, da hier in der Torscharte eine tektonische Verdoppelung des Muschelkalks angegeben wird, die demnach auch für das Tortal gälte. Der Wettersteinkalk erhebt sich erst über der höheren Muschelkalkscholle, die weiter im Süden einsetzt, während die Partnachmergel unter die tiefere, weiter nach Norden reichende einfallen. Demnach wäre hier also in der Hauptsache der Muschelkalk der tieferen Einheit über den Partnachmergeln zurückgewittert, wodurch die Torwand an Höhe gewann und ihre Steilheit erhalten blieb.

Auf Grund des grossen, in westlicher Richtung noch zunehmenden Einfallswinkels des nördlichen Wettersteinkalks und der Partnachschichten wird man den Raum des oberen Tortales als Schichtkammlandschaft bezeichnen können.

Da nun die Partnachmergel der Torscharte in den Hang des oberen Rontales hineinziehen, so ist es wahrscheinlich, dass sie auch bei dessen Ausgestaltung von Bedeutung waren. Das im Wettersteinkalkzug des Stuhl- und des Torkopfes zu beobachtende, nach Westen grösser werdende Einfallen der Schichten geht in der Steinkarspitze in eine saigere Stellung über. Gleiches müsste nun auch von den südlich der Steinkarspitze zu vermutenden Partnachschichten angenommen werden, sofern diese hier ehemals anstanden. In sie grub sich der Oberlauf des Rontalbaches ein und durchbrach — wie der Torbach weiter im Osten — die Wettersteinkalkschwelle zwischen der Steinkarspitze und dem Torkopf. Dadurch fände die fast lotrechte, zum Steinloch abfallende Südwand der Steinkarspitze eine Erklärung, indem sie dann als überformte Auflagerungsfläche der Partnachschichten anzusehen wäre, die der Abtragung zum Opfer fielen. Die Südwand der Steinkarspitze wäre damit formgeschichtlich ähnlich den weniger steil einfallenden, ebenfalls von den Partnachschichten befreiten Wettersteinkalkbänken im Südabhang des Torkopfes.

Aus diesen Lagerungsverhältnissen liesse sich auch der dem oberen Tortal völlig entsprechende Oberlauf des Rontales erklären. Allein diese Überlegung bleibt hypothetisch, da sich im Westen des oberen Rontales keine Partnachschichten nachweisen lassen.

Nordwände der Vorderen Karwendelkette

c. Ostabschnitt zwischen Johannestal und Gamsjoch

Der Rücken des Stuhlkopfes begleitet im Osten das Tortal in seinem Lauf zum Rissbach. Der Wettersteinkalk des Stuhlkopfes lagert auf Raibler Kalk, der steil nach Süden unter den Wettersteinkalk einfällt. An den Raibler Kalk schliesst im Norden Hauptdolomit an, der im Süden gleiches Fallen aufweist wie der Raibler Kalk, weiter im Norden immer steiler eintaucht und endlich saiger steht. Dieser Rücken hebt sich mit einer breiten Stirnfläche aus dem Rissbachtal heraus, steigt

dann allmählich bis zur Grenze zwischen Raiblerkalk und Wettersteinkalk an (1680 m), um in diesem steiler zu werden.

Das gleiche Bild bietet der im Osten den Ausgang des Johannestales flankierende Kamm des Kleinen Falkens (2190 m) und der das Laliderer Tal überragende Riedel des Turmfalken (2207 m). Zwischen beiden Kämmen, die sich im Laliderer Falken (2428 m) vereinigen, liegt das Falkenkar, das sich zum Rissbachtal öffnet. Die Grenzfläche zwischen Raibler- und Wettersteinkalk senkt sich nach Osten ab, so dass sie im Rücken des Turmfalken in etwa 1500 m Höhe zu suchen ist. In gleicher Richtung weisen auch die im Hauptdolomit und Raibler Kalk ausgebildeten Rücken eine geringere Ost-West-Erstreckung auf. So zieht der Rücken des Turmfalken ohne Gehängknick vom Wettersteinkalk über den Raibler Kalk und den Hauptdolomit zum Rissbachtal hinunter. Das Einfallen des Raibler Kalkes und des Hauptdolomits ist ungefähr das gleiche wie nördlich des Stuhlkopfes. In den klammartigen Ausgängen des Johannes- und des Lalidertales fallen sie unter einem Winkel von 80° nach Süden ein.

Am Nordfuss des Rosskopfes (1814 m) tauchen die Raibler Kalke bereits in 1300 m Höhe unter den Wettersteinkalk steil nach Süden ein. Das Band der Raibler Kalke besitzt hier wie auch schon nördlich der Falken eine geringere Mächtigkeit als nördlich des Stuhl- und des Torkopfes. Den Osthang des Rosskopfes bilden die Reichenhaller Schichten, die auch im gegenüberliegenden Hang des Fagtales anzutreffen sind. Über den Reichenhaller Schichten erhebt sich dann der Wettersteinkalk in der Schaufelspitze (2293 m). Der Wettersteinkalk im Kamm der Schaufelspitze und des Falzturnjoches (2135 m) überragt den nördlich davor anstehenden Hauptdolomit um etwa 400 m. Beide Schichtglieder werden durch ein dünneres Band Reichenhaller Schichten voneinander getrennt, unter das der Hauptdolomit nach Süden einfällt. Am Nordfuss der Bettlerkarspitze (2287 m) fehlen die Reichenhaller Schichten, so dass der Wettersteinkalk direkt auf dem Hauptdolomit aufruht. Das Band der Reichenhaller Schichten dürfte demnach in diesem Abschnitt nur dort, wo die Schichten in grösserer Mächtigkeit am Fusse der Wand anstehen, für deren Bildung und Erhaltung von Bedeutung gewesen sein. Zwei kleinere Kare, das Plums- und das Bettlerkar, sind in den Wettersteinkalk der Wand eingelassen und ziehen nach Norden in die Hauptdolomitzone.

Auch bei den eben geschilderten Bastionen ist die Frage zu klären, inwieweit es sich bei ihren Nordabfällen um schichtstufenartige Bildungen handelt.

Vom Tor- bis zum Rosskopf fallen die Raibler Kalke und der Hauptdolomit, der nach Norden in eine angenähert saigere Stellung übergeht, zwar steil unter den Wettersteinkalk ein, jedoch unterscheiden sich die beiden Schichtglieder in ihrer Widerständigkeit nur wenig von der des Wettersteinkalks. Denn entweder zieht, wie vor dem Torkopf und dem Turmfalken eine einigermassen flache Riedelober-

fläche über beide Schichten ohne merkbliche Unterbrechung hinweg, oder der Rücken in den Raibler Kalken und im Hauptdolomit bösch sich allmählich zum Rissbachtal von der Schichtgrenze nach Norden hin ab, wie vor dem Kleinen Falken und dem Stuhlkopf.

Auch scheint die Schichtgrenze z.B. beim Rosskopf nicht immer durch einen Gefälisknick gekennzeichnet gewesen zu sein. Wenn man nämlich Malaschofsky (55, S. 97) folgt, nach dessen Altflächendeutung das Lalider- und Engtal im Miozän gemeinsam über den Schindelboden in 1800 m Höhe nach Norden weiterzogen, so hätte damals die flache Kuppe des Unteren Rossberges (1814 m) noch im Niveau dieses Talbodens liegen müssen. Der Talboden überzog also alle drei genannten Schichtglieder. Wenn das richtig ist, dann konnte hier zu dieser Zeit auch keine Schichtstufe vorhanden sein.

Aber auch heute wird man da und in den Nachbargebieten — abgesehen von der Torwand, für die eine schichtstufenartige Umgestaltung anzunehmen ist — bei dem obendrein sehr steilem Einfallen der Schichten kaum von einer Schichtstufe sprechen können.

Weiter bleibt zu berücksichtigen, dass man das Schichtfallen bei der herrschenden starken tektonischen Zerrüttung der Schichtkomplexe nicht wie im Schichtstufenland in möglicherweise bereits abgetragene Schichtpakete hinein gleichbleibend fortgesetzt denken darf. Zudem macht sowohl die tektonische Deutung von Rothpletz (76) wie auch die von Ampferer (5) wahrscheinlich, dass hier der Wettersteinkalk nicht weiter nach Norden reichte als es heute der Fall ist.

Man wird eher annehmen dürfen, dass sich die Abtragung seit jeher mehr oder weniger an die tektonisch vorgezeichnete Schichtgrenze zwischen dem Wettersteinkalk und den Raibler Schichten hielt, sobald sich diese Gesteine am Aufbau der Landschaft beteiligten. Offenbar überragte der Kamm der Vorderen Kette in seinen höchsten Erhebungen das Vorgebirge schon seit dem Abschluss der hauptsächlich strukturbildenden Vorgänge. Dabei fungierte er wahrscheinlich zum Teil als Wasserscheide, wie das im Westen die nach Süden gerichteten Kare der Vorderen Kette zum Ausdruck bringen. Im Osten querten dagegen wohl seit jener Zeit die grossen Täler die Strukturzone der Vorderen Kette.

Möglicherweise handelt es sich bei ihnen um alte Talanlagen von Bächen, die entlang niedrigerer Bereiche der Vorderen Kette in den dahinter gelegenen Raum vorgedrungen waren. Denn wie das Tor- und Rontal, aber auch das Falken-Mitter- und Dammkar zeigen, war es nicht allen Gerinnen möglich gewesen, die Vordere Kette etwa durch rückschreitende Erosion zu überwinden.

Von einfacherer Art ist jedoch die Annahme, auf die in ähnlicher Form schon Malaschofsky hinweist (55, S. 103). Nach ihr wäre der gesamte tektonische Verengungsraum des Karwendels, gleichgültig ob man ihn als verfaltete Bruchschol-

lenstruktur im Sinne von Rothpletz oder als Deckenstruktur im Sinne von Ampferer auffasst, am Ende der hauptsächlich strukturbildenden Bewegungen von einem unausgesprochen geformten Mantel schwacher, zerrütteter Deckschichten überkleidet gewesen. Auf diesem wäre das Flussnetz angelegt, die kühnen Gebirge und Durchbruchsschluchten aber erst durch Eintiefen des Flussnetzes in die widerständigen Strukturen des Untergrundes und durch Abräumung leichter zerstörbarer Gesteinspartien herausgearbeitet worden. Von diesem Zeitpunkt an wird man damit rechnen müssen, dass die Gesteinsunterschiede — besonders die imposanten Kalkzüge der einzelnen Ketten — bei der weiteren Aus- und Umgestaltung des Flussnetzes mitbestimmend gewirkt haben.

Die Nordwände der Hinteren Karwendelkette

a) Der Westabschnitt über dem Karwendeltal

In weitem Bogen umgreift das am Hochalmsattel einsetzende Karwendeltal den westlichen Teil der Hinteren Karwendelkette. Im Norden begleitet die Vorderkette das Tal in seiner vollen Ost-West-Erstreckung. Aus dem breiten, schutterfüllten Talboden heben sich die steilen Talflanken heraus. In ihre oberen, meist aus Wettersteinkalk bestehenden Partien sind grosse Kare eingearbeitet, die bis dicht unter die Grate reichen.

Östlich von Scharnitz streicht das Tal mit einem weiten Boden über dem Hintertal aus. In einer Klamm überwindet der Karwendelbach die Stufe und vereinigt sich beim Verlassen des scharfen Einschnitts mit der Isar. Die Klamm liegt in der Hauptsache in den Raibler Schichten und im Hauptdolomit. Talaufwärts steigt ihr Grund allmählich zum Niveau des Talbodens auf, der hier wie auch die Talflanken im Wettersteinkalk liegt. Bald oberhalb wird jedoch die Talsohle von mächtigen Schuttlagen gebildet, die von den Seitenhängen in das Tal eingeschüttet werden. Streckenweise versiegt der Karwendelbach in dem Schuttpolster.

Dort, wo der Bach aus der unteren südwestlichen Laufrichtung talauf in eine angenähert ost-westliche übergeht, bilden die Reichenhaller Schichten und der Muschelkalk die unteren Bereiche der Talflanken. Nur unterhalb des Riedelkares und östlich des Bärenalpels reicht der Wettersteinkalk noch einmal auf grössere Strecken hin bis zur Talsohle hinab.

Über die Bedingungen, die die Anlage dieses eigenartigen Tales mitbestimmen, geben die Lagerungsverhältnisse und Formen, die am Hochalmsattel anzutreffen sind, wesentlichen Aufschluss.

Der Hochalmsattel (1791 m) stellt eine weite, nach Osten und Westen sich absenkende Hohlform dar, die die Wasserscheide zwischen dem Karwendel- und

Johannestal bildet. Im Kern des Sattels finden sich Reichenhaller Schichten. Unter diesen tauchen im Norden der Muschelkalk und der Wettersteinkalk auf, der die Gipfelregion der Vorderen Kette aufbaut. Die Schichtflächen der beiden nach Süden einfallenden Kalke werden weitgehend von einer Schnittfläche gekappt, die nur wenig geringer geneigt ist als die Schichtflächen. In den höheren Regionen führte das zur Unterschneidung der Bänke, die dann Überhänge bilden. Im grossen gesehen erscheint der glatte Abhang zwischen der Grabenkarsspitze (2472 m) und dem Kuhkopf (2390 m) wie die Flanke eines weiten Muldentales. Die in ihm eingearbeiteten kleinen Kare öffnen sich nach Südosten zum Kleinen Ahornboden und münden zwischen 2000-2100 m Höhe auf dem gemeinsamen Hang aus.

Demgegenüber bildet die südliche Begrenzung des Sattels eine steilwandige Mauer im südfallenden Wettersteinkalk, unter dem nur im Osten der Muschelkalk auftaucht und sich am Aufbau der Wand beteiligt. Die sich vom Hochalmkreuz (2188 m) bis zum Schlauchkarkopf (2502 m) erstreckende, 250-650 m hohe Mauer zeigt eine bemerkenswerte Form. Unter dem erstgenannten Gipfel hebt sie sich mit einer steilen Partie aus den Schutthalden heraus, die mehrmals gestuft, zu einer 40-43° geneigten Fläche hinaufführt, über der noch ein steileres Wandstück aufragt. Dieses Profil kennzeichnet die Wand in ihrem ganzen Verlauf bis unter den Schlauchkarkopf. Allerdings nimmt dabei sowohl die untere, 70-75° geneigte Sockelwand als auch die über dem Schräghang aufragende Wand etwas an Höhe zu, da sich der Wandfuss nach Osten zu absenkt und der Grat ansteigt. Die Kante zwischen dem Schräghang und der darunter einsetzenden Sockelwand bewegt sich in einer Höhe von etwa 1900-2000 m (Bild V).

Der Schräghang an dem nördlichen Steilabfall des Hochalmkreuzes ist offenbar auch hier der Rest eines ehemaligen Haldenhanges, dessen vermutliche ehemalige nördliche Fortsetzung in den Reichenhaller- und Juraschichten zu suchen sein wird. Für die Deutung des Schrähanges als Haldenhang spricht wiederum die über ihm aufragende mehr oder weniger hohe Wand. Diese gibt heute noch Kunde, dass die Hangbildung des heutigen Schrähanges unter und auf Kosten einer parallel rückwitternden Wand stattgefunden hat. Der Schräghang stellt also ein Denudationswerk dar.

Die grosse Neigung von 40-43° des Schrähanges macht es trotz des fast horizontalen Verlaufes seiner Unterkante unwahrscheinlich, ihn als Rest einer Flussterrasse zu betrachten. Auch weist nichts darauf hin, dass der Hochalmsattel in einem jungen Stadium der geomorphologischen Entwicklung das Stück eines alten durchgehenden Tales darstellt, das zur Zeit der Bildung des Schrähanges weiter nach Osten — über den Sattel hinüber — reichte als das heutige Karwendetal. Der Hochalmsattel ist offenbar als Wasserscheide älter als der Schräghang.

Von E. Fels wird jedoch der Schräghang als eine ungefähr 1 km lange Schliffkehle gedeutet, die in diesem Raum den Eishöchststand anzeigen soll (20, S. 49).

Nun sind zwar sowohl der Schräghang als auch die Sockelwand über dem Karwendelhaus in ihren tieferen Bereichen glatt geschliffen, werden aber in ihrem umfangreicheren östlichen Abschnitt von Runsen scharf gekerbt und weisen kaum polierte Flächen auf.

Fels kommt in der gleichen Arbeit hinsichtlich der auf Eisschliff zurückgeführten Gehängestücke aber auch zu folgender Feststellung (20, S. 59): „... , weit vielfach die Schliffgrenze des vorbeistreichenden Eisstromes für Gehängeverflachungen der Talflanken verantwortlich gemacht wird, die in Wirklichkeit ins Hochflurensystem gehören.“ Die eigenen Beobachtungen lassen die letztgenannte Auffassung von Fels als die angemessenere erscheinen, soweit aus ihr hervorgeht, dass der Schräghang nicht reines Eiswerk ist. Denn das Eis bewegte sich gar nicht in einer Richtung an dem Steilabbruch vorbei, da über dem Hochalmsattel eine Eisscheide lag (20, S. 49).

Nach dem bisher vorgetragenen wird man den Schräghang als ein zum Teil eisüberformtes Denudationswerk betrachten müssen.

Die Sockelwand unterhalb des Schräghanges wird — wie die am Wettersteinsüdabfall — als herauspräparierte Kontaktfläche zwischen dem Wettersteinkalk und den schwächeren Schichten zu deuten sein. Als schwächere Schichtglieder treten hier an der Basis bzw. im Hochalmsattel die Jura- und Reichenhaller Schichten auf. Die in ihnen unseres Erachtens einstmals ausgebildete nördliche Horisierung des Schräghanges nach unten wurde durch die Abtragung dieser Schichten zerstört.

Der Hochalmsattel (1791 m) selbst wird von Fels als Hochflurenrest, also als Rest der altmiozänen Landschaft angesehen (20, S. 57). Gleiches Alter kommt nach seiner Auffassung auch den Karen zu (20, S. 66), die als Reste der Nebentälchen des Karwendeltales zu betrachten sind. Die Karschwellen liegen bei einer Höhe von 1850-2000 m in nicht allzu grosser horizontaler Entfernung vom heutigen Talboden (1200-1400 m) des Karwendeltales. Da sie fast durchwegs in dem zur Verkarstung neigenden Wettersteinkalk liegen, ist anzunehmen, dass sie — wenn man von der Abtragung durch das Eis absieht — das ehemalige Niveau der alten Landoberfläche angeben. Anders verhält es sich beim Hochalmsattel, der in den Reichenhaller Schichten zur Ausbildung gelangte. Hier wird bei einer Fellebung der Erosion durchaus eine Abtragung erfolgt sein. Das legt, abgesehen von dem blossen Höhenvergleich mit den Karschwellen unter Berücksichtigung des verschiedenen Gesteinsmaterials, auch der erwähnte Schräghang in der Wand des Hochalmkreuzes nahe.

Die Karstufen unter den Karschwellen weisen darauf hin, dass die Nebenbäche in erneuten Eintiefungsphasen mit dem Einschneiden des Karwendelbaches nicht Schritt halten konnten. Deshalb verkarsteten die oberen Abschnitte ihrer Täler.

Das liesse sich einfach auf die grössere Erosionskraft des Hauptbaches zurückführen. Jedoch dürfte dabei ein Gesteinswechsel bestimmend mitgewirkt haben. Wie wir sehen, sind am Hochalmsattel und an den unteren Partien der Talflanken des Karwendeltales die gegenüber dem Wettersteinkalk weniger widerständigen Reichenhaller Schichten anzutreffen. Ausserdem lässt sich die am Hochalmsattel aufgewiesene unterschiedliche Gestaltung der beiden Talflanken bis zur Bärenalpelscharte beobachten. Der Nordhang neigt sich von etwa 2000 m Höhe an als mehr oder weniger durchgehende Fläche, auf der die Kare ausmünden, zum Talboden. In 1700-1800 m Höhe nimmt die Neigung der Fläche nach unten hin zu. Demgegenüber bricht der Südhang in etwa 1950 m Höhe bedeutend steiler zum Tal hin ab. Besonders deutlich zeigen das die Kämme, die die Kare voneinander scheiden. Sie ziehen oberhalb der angegebenen Höhe mit flacher geneigten Rücken nach Süden zum Grat hinauf. Diese Asymmetrie der Talhänge steht im Gegensatz zum Tallauf, der hier bereits eine Bogenform aufweist und in Höhe des Bärenalpels nach Südwesten umbiegt, so dass der zu erwartende Prallhang — wenn man hier überhaupt davon sprechen will — als Gleithang ausgebildet ist und umgekehrt. Darin zeigt sich die bestimmende Wirkung der Gesteinsunterschiede bei der Bildung des Karwendeltales.

Dieser Erklärung des Karwendeltales steht jedoch die Beschaffenheit der im Wettersteinkalk, in den Raibler Schichten und im Hauptdolomit gelegenen Durchbruchsstrecke des Tales zwischen der Brunnensteinspitze (2180 m) und der Pleissenspitze (2572 m) entgegen. In diesem Abschnitt wendet sich das Tal nach Süd-südwesten und durchbricht den Wettersteinkalk, obwohl die Reichenhaller Schichten und der Muschelkalk in der Verlängerung des oberhalb des Durchbruchs gelegenen Karwendeltales zwischen der Linderspitze (2374 m) und der Sulzleklammspitze (2305 m) in einer breiten Zone nach Westen bis ins Isartal weiterziehen.

Das könnte nun gegen die aufgezeigte Deutung sprechen. Wie jedoch Rothpletz (76, S. 439) nachweist, kennzeichnen bedeutende tektonische Verstellungen das Westende der Hinteren Karwendelkette im Raume des Kienleiten- (1640 m) und des Stachelkopfes (1684 m). Hier haben erhebliche Absenkungen stattgefunden, die wahrscheinlich auch den nördlich anschliessenden Bereich des Wettersteinkalks der westlichen Hinteren Kette erfassten. Demnach steht zu vermuten, dass die Durchbruchsstrecke des Karwendeltales durch eine tektonisch bedingte Tiefenzone seit alters vorgezeichnet ist.

Als besondere Erscheinung in der Nordflanke des Karwendeltales bleibt noch die Bärenalpelscharte (1838 m) zu betrachten. Malaschofsky (55, S. 98) erkennt in ihr einen Hochtraktors des miozänen oberen Karwendeltales, das nach Norden zum Hufachbühl gerichtet und durch eine Wasserscheide vom unteren Karwendeltal getrennt gewesen sein soll. Diese Auffassung stützt sich auf einen Höhenvergleich.

Dem entgegen ist anzuführen, dass sowohl Rothpletz (76, S. 448) als auch Ampferer (5, S. 254) das Bärenalpel als eine tektonische Grenze von grosser Bedeutung auffassen, in dessen Bereich der Aufbau der westlichen Hälfte der Vorderen Kette gegenüber der östlichen wesentliche Abwandlung erfährt. Durch die tektonischen Vorgänge muss der Wettersteinkalk, der wahrscheinlich über den Reichenhaller Schichten einstmals auch hier aufragte, stark zerrüttet worden sein und viel von seiner Widerständigkeit eingebüsst haben. Ausserdem stehen hier, wie die Aufschlüsse am Südhang des Bärenalpels erkennen lassen, die Reichenhaller Schichten in besonders grosser Mächtigkeit an, während sie im Nordteil des Bärenalpels bereits soweit abgetragen wurden, dass der darunter anstehende Wettersteinkalk zum grossen Teil die Oberfläche bildet. Hinzu kommt, dass die Vordere Kette im Bärenalpel ihre geringste Breite hat.

Vermutlich handelt es sich beim Bärenalpel um eine von Norden in die ehemalige Wand hineingearbeitete Quellmulde, deren rückwärtige, im Wettersteinkalk gelegene Begrenzung über den weniger widerständigen Reichenhaller Schichten denudativ abgetragen wurde. Die Anlage dieser Quellmulde dürfte mit der starken Zerrüttung des Wettersteinkalkes und dem Band der Reichenhaller Schichten im Zusammenhang gestanden haben, wobei damals das Bärenalpel wahrscheinlich ohne Gefällsknick in den Hufachboden übergang, der noch nicht so tief ausgeräumt war wie heute.

Eine wesentliche Umgestaltung bzw. Erweiterung muss diese torartige Einsattelung der Vorderen Karwendelkette durch das Eis erfahren haben. Wie nämlich aus den Angaben über Eisstromhöhen im Karwendelgebirge von Fels (20, S. 52) hervorgeht, bestand in der Eiszeit ein Gefälle des Eisstroms vom Karwendeltal über das Bärenalpel hinweg zum Raume des Hofachbodens von 200 m Höhe.

Die Nordwände der Hinteren Karwendelkette

b) Der Ostabschnitt zwischen der Birkkar- und der Mittagsspitze

In ihrem östlichen Abschnitt wird die Nordwand der Hinteren Kette hauptsächlich von Muschelkalk und Wettersteinkalk aufgebaut. Beide fallen fast durchwegs nach Süden ein. In ihrem Ost-West-Verlaufe weicht die Wand jeweils über dem an ihren Fusse wurzelnden Talanfängen zurück. Die Täler, die hier ihren Ursprung nehmen, verlaufen im Gegensatz zum Karwendeltal, das den westlichen Abschnitt der Hinteren Kette begleitet, senkrecht zur Längsrichtung des Gebirges von der Wand fort. In den talscheidenden Rücken aber, die diese Täler voneinander trennen, sind vor der Nordwand der Hinteren Karwendelkette jeweils tiefe Jöcher ausgebildet. Hier sind meistens schwache Gesteine anzutreffen.

Diese Lagerungsverhältnisse gaben schon früh Anlass zur Erklärung der Nordwand der Hinteren Kette als schichtstufenartig zurückgewichenen Steilabsturz,

der nach Ampferers Auffassung (2, S. 200) ehemals wenigstens bis zur Nordgrenz der jüngeren Schichten reichte. Auch Behrmann (9, S. 134) und Malaschofsky (55, S. 102) sind ähnlicher Meinung und betrachten diese Wandflucht als grosse Schichtstufe.

Die im Süden des Hochalmsattels aufragende Wand zwischen dem Hochalmkreuz und dem Schlauchkarkopf ist nach den aufgewiesenen Lagerungsverhältnissen und Formen keine einfache Untergrabungswand. Die Wand ist nach unseren oben mitgeteilten Beobachtungen zum mindesten in ihren unteren Partien durch die Ausräumung von weniger widerständigen Schichtgliedern, die einst höher am Wandsockel emporreichten, zustande gekommen. Entgegen ihrem geraden Verlaufe vom Hochalmkreuz bis zum Schlauchkarkopf springt die Wand unterhalb dieses Gipfels aus ihrer West-Ost-Richtung nach Süden bis in den Hintergrund des Kaltwasserkares zurück. Zugleich senkt sich der Wandfuss etwas ab. Er liegt im Muschelkalk, der nunmehr die Basis der Wand bis unter die Mittagsspitze bildet. Vor dem Kaltwasserkar reicht der südfallende Muschelkalk bis in eine Höhe von 1600 m herab, hebt sich dann in einer steileren Stufe zur Karschwelle (1750 m) heraus und bildet zum Teil auch den stark verschütteten Karboden (20, S. 34). Die Umrahmung des Kares ist im Wettersteinkalk ausgebildet. Über den steilen unteren Partien der Umrahmung setzt eine merklich geringer geneigte Wand ein, die zum Grat hinaufzieht. Das Kaltwasserkar stellt eine ausser Funktion gesetzte Quellmulde dar, die von Fels in das Niveau der Hochalpe gestellt wird, also in sein Hochflurensystem (20, S. 13). Ähnliches gilt wohl auch für die weiter im Osten unter der Raukarlspitze (2619 m) in die Wand eingreifende Hohlform, deren geologischer Bau in etwa mit dem des Kaltwasserkares identisch ist.

Im Sauissköpfl (1966 m) reicht der Muschelkalk weiter nach Norden als der über ihm anstehende Wettersteinkalk, in dem der eigentliche Steilabbruch der Hinteren Kette ausgebildet ist. Von der Schichtgrenze zwischen Wetterstein- und Muschelkalk (etwa bei 2000 m Höhe) taucht der Muschelkalk in einer weitgespannten Falte, von der Wand nach Norden vorspringend, bei etwa 1680 m Höhe unter dem Schutt ein. (Bild VI, linke Hälfte). Die Muschelkalkbänke der Falte des Sauissköpfls werden von einem etwa 30-35° geneigten Schräghang gekappt. Wie aus Bild VI hervorgeht, erfolgte die Anlage des Schräghanges ohne Rücksicht auf die Schichtlagerung.

Im Gegensatz zu seinem allmählichen Nord- und Westabfall bricht das Sauissköpfl nach Osten zur Ladizer Reissen in einer steilen Wand ab, die unter der weniger stark geneigten Wandpartie des Ladizer Fleckens weiterstreicht und in die Mauer der Moserkar- (2536 m) und der Laliderer Spitze (2583 m) hineinzieht.

Nach Ampferers Angaben (1, S. 195 Profil) tauchen unter dem Muschelkalk am Ostabsturz des Sauissköpfls Juraschichten auf. Man wird annehmen dürfen, da

es sich bei den Juraschichten um ein wenig widerständiges Schichtglied handelt, das den Muschelkalk hier unterlagert. Damit wären die Voraussetzungen für eine schichtstufenartige Umgestaltung der Wand gegeben. Das trifft auch vermutlich für den Wandabschnitt zwischen dem Ostabsturz des Sauissköpfls und dem Spielissjoch zu. Zwar lässt sich an der Basis dieses Wandbereichs ausser der von Ampferer berichteten Unterlagerung der Kalke am Ostabbruch des Sauissköpfls durch Juraschichten und der Auflagerung des Muschelkalks der Wand in 1840 m Höhe südlich des Spielissjoches auf Juraschichten nichts Ähnliches nachweisen. Denn die Ladizer Reissen — grosse Schutthalden — verbergen hier den Wandfuss. Doch spricht das Zurückweichen und der pralle Abfall im Muschel- und Wettersteinkalk dieser maximal 800 m hohen Mauer über der Ladizer Reissen dafür, dass es sich bei dieser Wand um eine Schichtstufe handelt. Vor allem aber weist die Tatsache darauf hin, dass hier der Muschelkalk in den Wandabfall einbezogen ist, ohne — wie im Sauissköpfl — vom Wandfuss aus weit nach Norden vorzuspringen.

Das weitere Vordringen des Muschelkalks nach Norden als des hier wandbildenden Wettersteinkalks im Sauissköpfl und im westlichen, bis zum Kaltwasserkar reichenden Wandabschnitt erfordert eine andere Deutung des Steilabsturzes.

Die eigentliche Wand zwischen dem Sauissköpfl und dem Kaltwasserkar liegt hauptsächlich im Wettersteinkalk, der vom weiter nach Norden reichenden Muschelkalk unterlagert wird. Da nun der Muschelkalk kein schwächeres Schichtglied darstellt, kann der Wettersteinkalk über ihm auch nicht schichtstufenartig zurückgewittert sein.

Bei einer gemeinsamen Unterlagerung des Muschelkalks und Wettersteinkalks durch ein schwächeres Schichtglied und einer sich darauf gründenden Untergrabung beider Kalke dürfte der Muschelkalk nicht in der geschilderten Weise weiter nach Norden reichen als der Wettersteinkalk. Die Wand müsste dann — wie über den Ladizer Reissen — in beiden Kalken gleichartig ausgebildet sein. Demnach ist die Wand in diesem Raume keine Schichtstufe.

Vermutlich geht das weite Vordringen des Muschelkalks vor der Wand zwischen Sauissköpfl und Kaltwasserkar auf eine tektonische Voranlage — wie wir sie in anderer Form schon im Ehrwalder Köpfl am Fusse der Wettersteinwestwand antrafen — zurück. Die Verhältnisse am Hochalmsattel deuten überdies darauf hin, dass wahrscheinlich auch zwischen Sauissköpfl und Kaltwasserkar alte Strukturen aus einer Ummantelung durch weniger widerständige Schichten freigelegt wurden. Diese Strukturen wurden von den Abtragungsvorgängen je nach den örtlichen Verhältnissen modifiziert. Der Ostabhang des Sauissköpfls stellt eine Übergangsstelle zweier verschiedener Modifikationen dar. Während im östlich davon gelegenen Abschnitt — im Raume der Ladizer Reissen — die Abtragung die die Kalke vermutlich durchgehend bis zum Spielissjoch unterlagernden schwächeren

Gesteine bereits freilegte, ist das — sofern hier überhaupt derartige Lagerungsverhältnisse zu erwarten sind — westlich des Savissköpfls noch nicht geschehen.

Die Juraschichten des Spielissjoches reichen im Norden bis zum Ladizjöchli (1825 m). Zwischen beiden Jöchern ragt das ebenfalls in Juraschichten ausgebildete Ladizköpfl (1921 m) auf, das nach Angaben Ampferers (5, S. 251) von einer Muschelkalkkappe gekrönt wird. Rothpletz verzeichnet diesen Muschelkalk in seiner Karte (d) jedoch nicht. Östlich vom Spielissjoch liegt das Hohljoch (1795 m) im Muschelkalk, der sich in die Wand des weit nach Norden vorspringenden Sporns der Dreizinkenspitze (2602 m) hinein fortsetzt. Die zwischen beiden Jöchern verlaufenden, fast senkrecht aufsteigenden Lalliderer Wände überragen das hintere Lallidertal um 700 m. Auch diesen ungegliederten, im südfallenden Muschel- und Wettersteinkalk angelegten Absturz wird man bis zum Hohljoch auf schichtstufenartige Abtragungsvorgänge zurückführen müssen, durch die die Wand nach Süden rückverlegt und ihre Steilheit gewahrt wurde.

Allerdings wird man den Umfang des durch Untergrabung bedingten Zurückweichens der Wand nicht so hoch bemessen dürfen, wie es Ampferer, gestützt auf das Muschelkalkvorkommen auf dem Ladizköpfl, tut. Ampferer (2, S. 200) ist nämlich der Auffassung, dass „die mächtige Vomper-Hinterautthaler Platte, welche jetzt hauptsächlich mit der grossen Wand endigt, einst weit nach Norden vorgereicht und dabei als schwere mächtige Decke mindestens die Zone der jüngeren Schichten unter sich verborgen hat.“. Dem stehen jedoch die Lagerungsverhältnisse am Savissköpfl, die oben schon besprochen wurden, und am Fusse der Dreizinkenspitze entgegen.

Der von der Dreizinkenspitze ausgehende Sporn wird in seinen unteren Partien vom Muschelkalk aufgebaut, der durchgehend bis zur Gumpenspitze (2170 m), also weiter nach Norden reicht als die Juraschichten im Ladizköpfl (d). Der Muschelkalk kann nicht als schwaches, die Schichtstufe bedingendes Schichtglied betrachtet werden, denn in der übrigen Wandflucht bildet er deren unteren Partien, ohne sich in den Formen vom darüber anstehenden Wettersteinkalk merklich zu unterscheiden. Wollte man aber das schichtstufenartige Zurückwittern der Wand im Muschel- und Wettersteinkalk nördlich der Dreizinkenspitze auf eine Unterlagerung des Muschelkalks durch schwächere Schichten — etwa wie um das Ladizköpfl durch Juraschichten — erklären, so müsste allerdings auch der Muschelkalk mit dem Wettersteinkalk zusammen zwischen der Gumpen- und Dreizinkenspitze der Abtragung zum Opfer gefallen sein. Das ist aber nicht der Fall. Der Muschelkalk tritt hier nur mehr allein auf. Aus diesem Grunde ist im genannten Abschnitt eine Rückverlegung der Nordwand der Hinteren Karwendelkette über die von Ampferer angenommenen Entfernungen unwahrscheinlich.

Östlich des Hohljoches weicht die Wand weit nach Süden aus und verläuft unter der Gumpenkarzspitze (2661 m) wieder nach Osten weiter. Ihr Fuss wird eine

Strecke weit nach Süden von Juraschichten begleitet, die, wie Ampferer berichtet, den Muschelkalk der Wand unterlagern (5, S. 249), aber auch nördlich des Hohljoches in gleiche Lage zu finden sein sollen. Weiter im Süden lässt sich wegen des Schuttmantels zunächst keine Unterlagerung der Kalke der Wand durch Juraschichten beobachten. Erst 1 km weiter unter der Plattenspitze (2490 m) bilden die Juraschichten den zum Enger Grund (1400 m) hinabziehenden steilen Hang, über dem sich der Muschelkalk und Wettersteinkalk in einer steilen Wand heraushebt. Scharfe Einrisse, die am Wandfuss beginnen, kerben den Hang. Die Gesteinsgrenze zwischen Muschelkalk und Juraschichten steigt nach Osten bis unter den Pfeiler der Spritzkarspitze (auf ungefähr 1700 m) um etwa 100 m an. Zwischen der Grubenkarspitze und der Spritzkarspitze (2605 m) liegt demnach eine grosse Schichtstufe vor. Bei ihr finden sich die Bedingungen, wie sie eine weiträumigere Rückverlegung eines Steilabbruches im Schichtstufenland erfordert, sind doch die schwächeren Schichten in einer genügend grossen Mächtigkeit am Aufbau der unteren Partien des Abbruchs beteiligt. In gleichem Masse gilt das für den nach Osten anschliessenden Wandabschnitt. Hier neigt sich der Hang in den Juraschichten mit unter 40° und wird verschiedentlich von kleineren Wänden unterbrochen, die wohl auf härtere Gesteinshorizonte zurückgehen. Die hier über den jüngeren Schichten aufragende Wand besitzt keine allzu grosse Höhe, da in den nach Süden einfallenden Wettersteinkalk die beiden Eiskarln eingearbeitet sind. Der steile Boden der Eiskarln mündet in etwa 2050 m Höhe über der erwähnten Wand aus. Demgegenüber senkt sich das Hochglückkar bis auf 1900 m Höhe ab. Erst darunter folgt eine Wand im Muschelkalk, die zu den jüngeren Schichten abstürzt. Dieser Abbruch unter dem Kar geht in die Wand des Kaisergrates über, der die Quellmulde des Lackenbodens im Osten umgreift.

In dem fein ausgezogenen Sporn des Kaisergrates reicht der Muschelkalk, der rundum, fast überall nachweisbar, von den jüngeren Schichten unterlagert wird, am weitesten nach Norden vor. Dagegen setzt der Wettersteinkalk erst wieder am Fusse der Schafkarspitze (2513 m) über dem Muschelkalk ein und bildet gemeinsam mit diesem die bis zur Lamsenspitze (2508 m) reichende Wand über dem Gamslahner. Vermutlich handelt es sich auch bei dieser Wandflucht um einen zum Teil durch Untergrabung gebildeten Absturz. Jedoch lässt sich keine direkte Unterlagerung ihrer Kalke durch schwächere Schichten nachweisen, denn die Jura- und Kössener Schichten stehen erst tiefer im Gamslahner an. Am Nordfusse der Lamsenspitze (2060 m), die als Eckpfeiler das Lamsenjoch (1935 m) hoch überragt, finden sich wieder kleinere Vorkommen von Kössener Schichten, unter denen der Hauptdolomit ansteht.

Hier senkt sich die Obergrenze des Hauptdolomits zum östlichen Lamsenjoch (etwa 1900 m). Aber von dort hebt sich der Hauptdolomit in östlicher Richtung gratartig zum Schafjöchl (2157 m) heraus. Nördlich der Lamsenjochhütte finden sich auf diesem Hauptdolomithang des Schafjöchls Kössener Kalke und Mergel.

Östlich der Lamsenspitze flieht die Wand im Wettersteinkalk nach Süden zurück und überragt das obere Stallental im Westen. Am Südabfall dieses massigen Gipfels setzt in einer Höhe von 2270 m die Wand an, die zur Hochnisslspitze (2546 m) und weiter zur Mittagsspitze (2333 m) zieht. Bis in Höhe des Arwesers, in dem sich etwa 100 m vom Wandfuss entfernt der Hauptdolomit aus dem vorge-lagerten Talboden heraushebt bildet der südfallende Wettersteinkalk die Wand. Von da bis zur 3 km östlich folgenden Mittagsspitze beteiligt sich der Muschelkalk am Aufbau des Steilabsturzes. Am Fusse der Mittagsspitze tauchen unter der Muschelkalk erneut Jura- und Kössener Schichten sowie Hauptdolomit auf, die sich 2.5 km südostwärts bis in den Mahdgraben, d.h. , bis zum Inntal gegenüber Schwatz, verfolgen lassen.

Unter der Mittagsspitze stellt die Wand sicherlich eine Schichtstufe dar. Oberhalb des Arwesers ist jedoch eine Unterlagerung des Wettersteinkalks der Wand durch schwächere Schichten fraglich. Zum mindesten wird man das Zurückweichen der Wand unmittelbar im Osten der Lamsenspitze kaum auf Untergrabung zurückführen können. Denn der Hang am Fusse der Wand, die zur Hochnisslspitze zieht, verschmilzt im Westen mit der breiten Rampe am Ostfusse der Lamsenspitze, über der sich der Wettersteinkalk der Lamsenspitze heraushebt. Im nördlichen Teil der Rampe steht bis dicht unter den Wettersteinkalk der Lamsenspitze der 30° südfallende Hauptdolomit an, während im Süden der Wettersteinkalk aus der Wand in die Rampe hineinzieht. Zwischen dem Wettersteinkalk im Süden und dem Hauptdolomit im Norden müssten nun die schwächeren Gesteine die Rampe aufbauen, die dann das schichtstufenartige Zurückwittern der Wettersteinkalkwand im Süden verursacht hätten. Die Oberfläche dieses breiten, stellenweise nur dünn mit Schutt bedeckten Hanges bietet jedoch keine Anhaltspunkte für einen solchen Gesteinswechsel. Man wird daher annehmen können, dass es sich hier um eine Ausräumzone handelt, die dadurch zustande kam, dass schwächere Schichten, die das obere Stallental ehemals ausfüllten und hier auf dem Hauptdolomit aufruheten — wie es die am Abhang des Schafjöchls noch zu findenden Kössener Schichten nahelegen — abgetragen wurden. Somit wäre die Wettersteinkalkwand im Süden aus diesen Schichten, die weiter im Osten unter der Mittagsspitze die Kalke der Wand noch unterlagern, herauspräpariert worden und das obere Stallental als Subsequenztal zu betrachten.

Nach den angeführten Ergebnissen wird man die Nordwand der Hinteren Karwendelkette im Raume zwischen dem Sauissköpfl und der Mittagsspitze — ausser den Bereichen am Hohljoch und im oberen Stallental — als einen durch Untergrabung umgestalteten Steilabsturz auffassen müssen. Die Muschelkalk- Wettersteinkalk-Decke witterte über schwächeren und jüngeren Schichtgliedern zurück.

Besonders deutlich ist das über den Talschlüssen der grossen Quertäler zu erkennen. Über ihnen weicht die Wand buchtartig nach Süden aus, wie am Ende des

Lalidertales. Wir glauben hier annehmen zu dürfen, dass die Wand ehemals in einer Front, die durch die Verbindungslinie zwischen dem Muschelkalk des Spie-lissjoches und der Basis des Sporns der Dreizinkenspitze über dem Hohljoch gegeben ist, nach Norden reichte. Demnach wären die Laliderei Wände über der Mitte des Talschlusses um etwa 300 m nach Süden zurückgewittert. Ampferer nimmt eine weiträumigere Rückverlegung der Wand an. Das stösst aber auf Schwierigkeiten.

Denn zwischen dem Hochalmsattel und dem Sauissköpfl in dem der vorspringende Muschelkalk nach Norden abtaucht (Bild VI), spielt seine Unterlagerung durch schwächere Schichten bei der Umgestaltung des Steilabbruchs keine Rolle. Auch am Hohljoch zeigt sich keine Unterlagerung des Kalkes durch schwächere Schichten. Ähnliche Verhältnisse finden sich am Fusse der Lamsenspitze und im oberen Stallental. In allen diesen Fällen wird man zum Schluss gedrängt, dass Rückwitterung der Wand durch Untergrabung nicht stattgefunden haben kann.

Demgegenüber führt Ampferer als Stütze seiner Annahme einer grossräumigen Rückverlegung der Nordwand der Hinteren Karwendelkette vor allem die Muschelkalkkappe auf dem Ladizköpfl an. Er betrachtet sie als eine Art Zeugenberg. Ohne Zweifel würde das Muschelkalkvorkommen in dieser Lage die Auffassung von Ampferer bekräftigen.

Bei einer Verknüpfung der Gedanken Ampferers mit den Altflächenbestimmungen, die Malaschofsky für diesen Raum durchführte, ergeben sich jedoch erhebliche Schwierigkeiten, die im folgenden näher behandelt werden sollen. Es sei aber hier nochmals darauf hingewiesen, dass Rothpletz das Muschelkalkvorkommen auf dem Ladizköpfl in seiner Karte (d) nicht verzeichnet.

Weitere Anhaltspunkte für die Klärung dieser Frage ergeben sich aus der Betrachtung des Kammes der hinteren Karwendelkette zwischen der Birkkar- und der Mittagsspitze und der von ihm nach Süden ziehenden Kare, die als ehemalige Quellmulden bzw. Täler aufzufassen sind. Man gewinnt dabei den Eindruck, dass dieser Kamm schon von jeher eine Wasserscheide darstellt. Im Gegensatz zu den südlichen Karen setzen die nach Norden gerichteten Täler mit Ausnahme des Hochglückkares und der Eiskarln erst etwa 1000 m unter dem Kamm ein. Ampferer (2, S. 200) deutet diese Gegebenheit auf folgende Weise: Nördlich des heutigen Kammes wären die Kalke der hier bereits abgetragenen Karwendeldecke nach Norden eingefallen. Entsprechend diesem Einfallen und der damit korrespondierenden Neigung der Oberfläche der Decke wäre das Gewässernetz konsequent angelegt worden. Hierdurch sei die Wasserscheide — die heutige Kammlinie — zustande gekommen. Als Beweis führt er die schwebende Lagerung der Kalke im Raume des Hochglückkares an. Hier hätte demzufolge das Gewässernetz, durch das Schichten fallen bedingt, die Wasserscheide nach Süden verlegt. Allein auch im Hochglück-

kar weist der Wettersteinkalk Südfallen auf. Andererseits zeigt auch die Auflagerungsfläche des Muschelkalks auf dem Ladizkopf ein schwaches Ansteigen nach Norden.

Nach Ampferers Auffassung hätten die Flüsse im Verlaufe des Einschneidens die Karwendeldecke im Norden durchsägt und wären auf die weniger widerständigen Schichten getroffen. Von diesem Zeitpunkt an sei die hintere Karwendeldecke gleich einer Schichtstufe bis zur heutigen Gestalt abgetragen worden.

Das aber soll nach Malaschofskys Altflächenbestimmung (55, S. 98) bereits im Miozän der Fall gewesen sein. Denn Malaschofsky deutet die im Ursprungsgebiet des Lalider- und Johannestales befindlichen Aufragungen des Mahnkopfes (2093 m) und des Ladizköpfls (1921) als Gebilde der Raxlandschaft. Das Hohljoch (1795 m) wird von ihm sogar in sein nächsttieferes Flächensystem gestellt, ihm kommt nach seiner Meinung pliozänes Alter zu. Gleiches müsste dann auch vom Spielissjoch gelten. Demzufolge müsste man, um Ampferers Auffassung gerecht zu werden, annehmen, dass der Steilabbruch der Hinteren Karwendelkette bereits im Miozän bis ungefähr zu seiner heutigen Lage hauptsächlich schichtstufenartig rückverlegt worden sei, also z.B. nördlich des Spielissjoches um mindestens 1.5 km. Seitdem wäre der Nordabsturz dann kaum noch um einen nennenswerten Betrag weiter nach Süden verlegt worden. Das ist eine gewiss recht unwahrscheinliche Vorstellung.

Weiterhin ist festzuhalten, dass nach Malaschofsky (55, S. 97) das Lalider- und Engtal im Miozän über den Grasberghochleger in angenähert 1800 m Höhe nach Norden gezogen sein sollen. Die Quellmulden dieser Täler unter der Wand der hinteren Karwendelkette müssten dann in einer noch grösseren Höhe gelegen haben. Nun befindet sich südlich des Spielissjoches die Auflagerungsfläche des Muschelkalks der Laliderer Wände auf die Juraschichten nur in einer Höhe von 1840 m. Ferner gibt Ampferer selbst an (2, S. 203), die Auflagerungsfläche der Karwendeldecke auf die jüngeren Schichten des Grundgebirges hebt sich zwischen dem Johannestal und dem Engtal nur schwach nach Norden heraus. Daraus würde folgen, dass bei der von Malaschofsky angenommenen Höhenlage des miozänen Talnetzes die jüngeren Schichten unter der Kalkdecke damals noch nicht oder nur in ganz geringer Mächtigkeit aufgeschlossen waren. Nach dem oben gesagten müsste aber gerade in der Zeit vor dem Miozän die Rückverlegung der Nordwand der Hinteren Kette besonders umfangreich gewesen sein. Das führt abermals auf unüberwindliche Schwierigkeiten der Vorstellung von einer grossräumigen schichtstufenartigen Rückverlegung der Nordwände der Hinteren Karwendelkette, wenigstens wenn man die Altflächenbestimmung von Malaschofsky als leidlich richtig voraussetzt.

Es ist aber aus den anderswo gewonnenen Erfahrungen ersichtlich, dass solche Mächtigkeitsverhältnisse der schwächeren und widerständigen Gesteine, wie sie in der Zeit vor dem Miozän vorhanden gewesen sein müssen, gar nicht zur Erklärung der von Ampferer geforderten weiten Rückwitterung der Hinteren Kette ausreichen. Denn wie J. Büdel (16, S. 37 und 41) zeigt, wird die Stufe auch im normalen Schichtstufenland, wo die widerständigen Gesteinsdecken eine weit geringere Mächtigkeit aufweisen als die der Hinteren Karwendeldecke, nur um sehr geringe Beträge zurückverlegt. Nur dort, wo für die Abtragung besonders günstige Verhältnisse herrschen, sind die Stufen stärker zurückgewichen, und dann in den hier in Frage kommenden Zeiträumen nur selten über eine Entfernung von mehr als 1 km.

Ampferers Deutung zufolge müsste man auch den nördlichen Bächen eine erheblich grössere Erosionsleistung zumuten als den vom Kamm nach Süden gerichteten. Denn die nach Norden fliessenden Bäche hätten nicht nur die mächtige Kalkdecke der Hinteren Karwendelkette sondern auch den Kalkzug der Vorderen Kette überwinden müssen. Dabei wären ihnen in ihren Oberläufen keine grösseren und durch petrographische Bedingungen begünstigte Einzugsgebiete zur Verfügung gestanden als den vom Kamm aus nach Süden fliessenden Bächen.

Auf Grund dieser Überlegungen und der schon oben erwähnten Lagerungsverhältnisse auf dem Hochalmsattel und im Sauissköpfl wird man eher zur Auffassung neigen, dass die Hintere Kette kaum jemals viel weiter nach Norden reichte als es heute der Föll ist. Vermutlich füllten, wie es ja auch Rothpletz's Auffassung ist, vormals hauptsächlich die jüngeren und schwächeren Schichtglieder — zu den schwächeren wären auch die Reichenhaller Schichten zu stellen — den Raum zwischen der Vorderen und der Hinteren Karwendelkette bis zu einer grösseren Höhe hinauf aus, als sie es heute tun. In der Folge fielen sie zum grossen Teil der Abtragung zum Opfer. Dadurch wuchs die Nordwand gleichsam aus ihnen heraus, wie es von der Wettersteinsüdwand und von der Wand des Hochalmkreuzes beschrieben wurde. Von einem bestimmten Zeitpunkt an wurde die Auflagerungsfläche der Kalke der Hinteren Kette auf die jüngeren und schwächeren Schichten dort, wo sie vorhanden ist, freigelegt, so dass von nun an die schichtstufenartigen Abtragungsvorgänge bei der Umgestaltung der Nordwand der Hinteren Kette mitwirkten.

Ampferers Argument (2, S. 199), die Zone der weicheren Schichten am Fusse der Nordwand hätte, sofern sie von den Kalken der Karwendeldecke nicht überlagert wurden, normalerweise der Anlage eines grossen Längstales besten Vor-schub leisten müssen, lässt sich mit dem Hinweis auf das Puittal im Süden des Wettersteingebirges entkräften. Denn auch hier greift, ähnlich dem Karwendeltal, das Puittal in eine Zone schwächerer Gesteine ein, was aber nicht zu einer

hauptsächlich subsequenten Entwässerung der Muldenzone der jüngeren Schichten führte. Vielmehr wird der Raum der jüngeren Schichten vornehmlich durch Bäche entwässert, die die hohe Kalkschwelle der Vorberge durchbrechen wie die grosse Quertäler die Vordere Karwendelkette, wodurch die beiden Räume eine gewisse Ähnlichkeit aufweisen.

Zusammenfassung

Die von H. Uhlig vorgenommene Datierung der Verwerfung zwischen dem Frauenalpl und dem Schachenplateau muss als ungesichert betrachtet werden.

An der Westwand des Wettersteingebirges lassen sich Bedingungen nachweisen, die für die Ausbildung einer Schichtstufe erforderlich sind. Der Umfang des durch die Untergrabung bedingten Zurückwitterns dieser Kalkstufe über den schwächeren Schichten darf auf Grund der Lagerungsverhältnisse am Ehrwalder Köpfl nicht zu hoch bemessen werden.

An der Südflanke des Wettersteingebirges liegen keine Gegebenheiten vor, die diese Wand als Schichtstufe ausweisen könnten. Vielmehr legen die Befunde, besonders der Schräghang in der Wand zwischen der Plattspitze und dem Puittal, nahe, dass es sich hier — zum mindesten in den unteren Bereichen des Steilabbruchs — um eine Wand handelt, die man in sinngemässer Fortführung der Gesteinsflanken von Ampferer (2, S. 198) als Kontaktflächenwand bezeichnen könnte.

Die Nordwand der Vorderen Karwendelkette kann im Westabschnitt zwischen dem Dammkar und der Steinkarspitze nicht als Schichtstufe angesprochen werden.

Bei der Umgestaltung der Wand im mittleren Abschnitt der Vorderen Karwendelkette zwischen der Steinkarspitze und dem oberen Tortal wirkten offenbar die Gesteinsunterschiede wesentlich mit. Man wird hier ähnliche Vorgänge annehmen dürfen, wie sie für die Bildung der Schichtstufen von Bedeutung sind.

Im östlichen Abschnitt des Vorderen Karwendels zwischen dem Tortal und dem Rosskopf konnten keine Lagerungsverhältnisse gefunden werden, die für eine schichtstufenartige Umgestaltung der Nordabstürze der Wettersteinkalkbastionen der Falken und des Gamsjoches sprechen würden.

Die Nordwand des Schlauchkarkopfes der Hinteren Karwendelkette und darüber hinaus mit Abweichungen bis zum Sauissköpfl stellt in ihrem unteren Abschnitt eine Kontaktflächenwand dar. Diese Wand zwischen dem Schlauchkarkopf und dem Sauissköpfl lässt sich auf Grund der Lagerungsverhältnisse an ihrer Basis nicht als Schichtstufe deuten.

Dagegen finden sich wieder zwischen dem Spielissjoch und dem Kaisergrat mit Ausnahme des Hohljoches Gegebenheiten, die auf das Mitwirken schichtstufenartiger Abtragungsvorgänge bei der Umbildung des Steilabbruchs hinweisen.

In den stark gestörten Gebieten des Wetterstein- und Karwendelgebirges sind die grossen Wandanlagen der Aussenflanken im wesentlichen Kontaktflächenwände. Weiterbildungen als Schichtstufenwände kommen, wo geeignete Lagerungsverhältnisse vorhanden sind, vor. Sie bilden besonders imponierende Wände (Wetterstein-

westwand, Torwände, Faliderer Wände usw.), stellen aber im Grunde nur mässige Modifizierungen der Kontaktflächenwände dar.

Namentlich an den Kontaktflächenwänden konnten ausgedehnte und deutlich Erscheinungen einer Gliederung dieser Abstürze durch Schräghangfluchten nachgewiesen werden. Sie werden als entblösste Reste von Haldenhängen gedeutet und erweisen, dass bei der Wandbildung in den Kalkalpen offensichtlich Zeiten der Wandneubildung mit solchen des Erlöschens von Wänden durch mehr oder weniger weitgehendes Errinken in einem Schuttmantel unter Bildung von Haldenhängen miteinander wechselten. Die Wandneubildung wurde wohl stets durch Ausräumung, durch Tieferlegung des Gewässernetzes, hervorgerufen, gleichgültig ob sie in der Freilegung steilstehender tektonischer Kontaktflächen bestand oder im Angriff auf schwache unterlagernde Sockelschichten unter sehr widerständigen Gesteinspaketen.

Das Erlöschen von Wänden hat Nachlassen der Transportfähigkeit zur Voraussetzung, durch die der Schutt am Fusse von Wänden liegen bleibt und allmählich über einen sich bildenden Haldenhang emporwächst. Diese Haldenhänge bleiben nach Abtransport des Schuttmantels besonders in den widerständigen Kalken und Dolomiten erhalten.

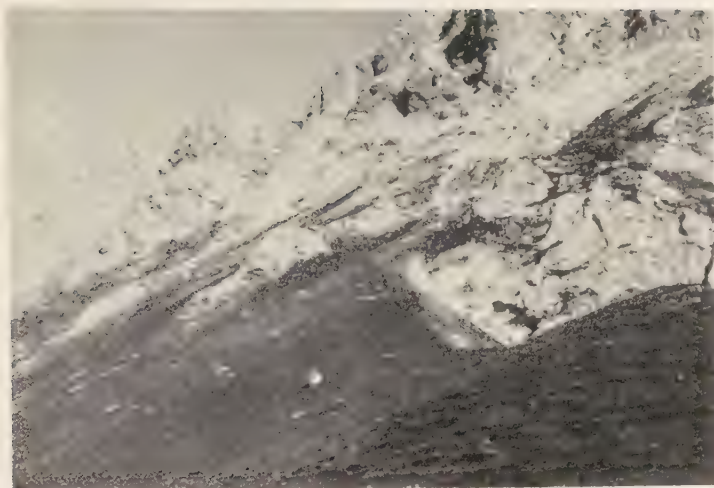


Bild I: Schräghang am Feldernjöchel, Standort:
südlich des Felderjöchls.

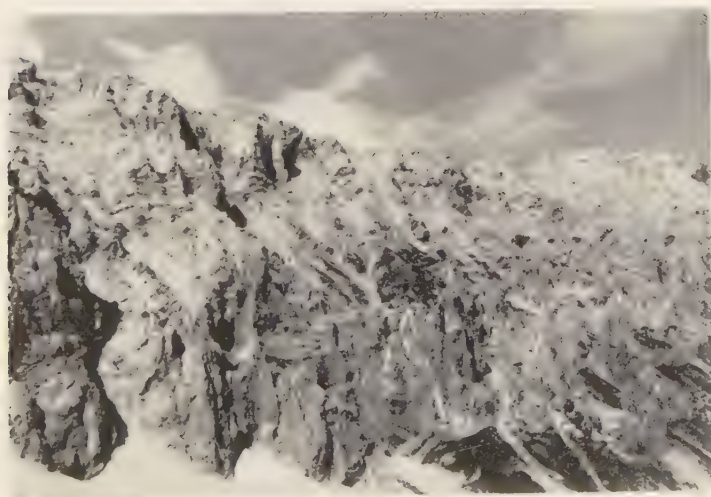


Bild II: Wand mit Schräghang über der Rotmoosalm,
vom SW aus gesehen.

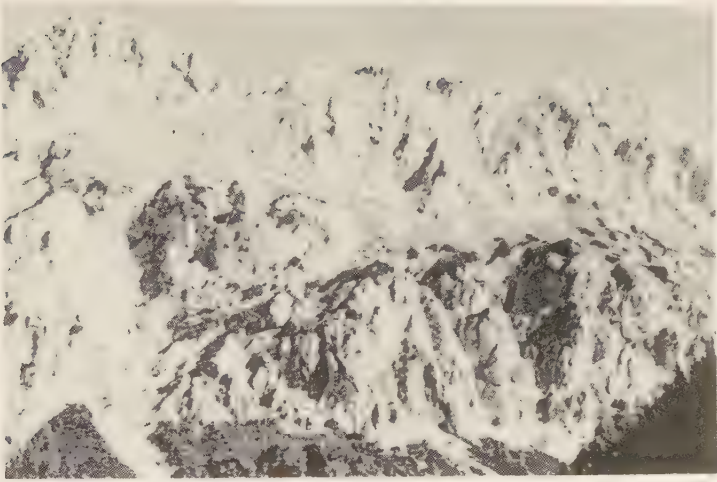


Bild III. Südwand des Kalblingzuges vom
Treffnerriegel aus gesehen.



Bild IV: Westflanke der Fanesalpe, vom Gadertal
her gesehen.



Bild V: Wand unter dem Hochalmkreuz,
von Norden her gesehen.



Bild VI: Im Bildhintergrund Profil der in Bild V
gezeigten Wand, im Vordergrund das
Sauissköpfl. Von der Falkenhütte aus
gesehen.

Grundkarte Ausso
Blatt 32 und 34 aus
und Artaria, Wien
nehmung des Ve

aus Freytag-Berndt Touristen-Wanderkarte
Verlag der Kartogr. Anstalt Freytag-Berndt
h Verkleinerung auf 1: 150 000, mit Ge-

.

Literaturverzeichnis

1. Ampferer, O. : Geol. Beschreibung d. nördl. Teiles d. Karwendelgebirges
Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Bd. 53
1903, Wien 1903, S. 169-252
2. " : Über Wandbildung im Karwendelgebirge
Verh. d. Geol. Reichsanstalt Wien 1903
S. 198-204
3. " : Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges
Verh. d. k. k. Reichsanstalt 1912 Nr. 7
S. 197-212
4. " : Geol. Beschreibung d. Seefeldler, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges
Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt,
Wien 1905, Heft 3 u. 4, S. 451-462
5. " : Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges
Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Bd. 78,
Wien 1928, S. 241-256
6. " : Geol. Führer f. d. Gesäuseberge, Wien III,
Geol. Bundesanstalt 1935
7. " u. Heissel, W. : Das östliche Karwendel, Innsbruck 1950
8. Bakker, J. P. : Niederl. Schriften ü. d. Hangentwicklung
Prepare pour le Congres international
de Geographie — Rio de Janeiro 1956 —
Amsterdam 1956, S. 56-65 u. S. 30
9. Behrmann, W. : Die ältesten Züge im Antlitz d. Alpen
Geogr. Anzeiger 1933, S. 129-136
10. " : Das Alter der Landformen
Geogr. Rundschau 1949, S. 201
11. " : Morphologische Formengruppen in ihrer Bedeutung f. d. jüngere Erdgeschichte
Die Erde, Berlin 1949/50 Heft I, S. 238-266
12. " : Die Dolomiten als Schichtstufenlandschaft
Die Erde, Berlin 1954, Heft 2, S. 137-146
13. Beurlen, K. : Zum Problem der Inntaldecke
Sitzungsberichte d. math.-naturw. Abt.
d. Bayr. Akademie d. Wiss. z. München
1943, S. 239-264

14. Büdel, J. : Das System der klimatischen Morphologie
Dt. Geographentag München 1948
Verlag d. Amtes f. Landeskunde 1950
15. " : Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb u.
den Ostalpen; seine Stellung in d. klim. Schicht-
stufen- u. Karstentwicklung
Erdkunde Bd. V, Bonn 1951, S. 168-170
16. " : Grundzüge der klimamorphologischen
Entwicklung Frankens
Mitt. d. Geogr. Gesell. Würzburg
Festschr. z. 31. Dt. Geographentag
Würzburg 1957
17. Christa, E. : Zum Problem der Stufenlandschaft
Centralblatt f. Mineralogie usw. 1924 S. 426-469
18. Diener, C. : Über den Einfluss d. Erosion auf die Struktur d.
südtirolischen Dolomitstöcke
Mitt. d. k. k. Geogr. Gesell. in Wien
1900, S. 25-30
19. Fels, E. : Die Kare der nördlichen Karwendelkette
München 1921
20. " : Das Problem d. Karbildung i. d. Ostalpen
Pet. Mitt. Erg.-H. 202, 1929, S. 1-84
21. " : Probleme der glazialen Abtragungslandschaft
Verh. u. wiss. Abh. d. 25. Dt. Geographentages
z. Bad Nauheim
Breslau 1935, S. 148-160
22. Goldberg, J. : Zur Morphologie des Hochkönigs
Diss. Uni. Innsbruck 1951
23. Gerber, E. : Das Längsprofil d. Alpentäler u. die
Steilenwanderungstheorie
Pet. Mitt. Erg.-H. 262, 1956, S. 79-90
24. Glauert, G. : Über die Altformen i. d. Steiner Alpen
Pet. Mitt. Erg.-H. 1956, S. 115-136
25. Götzinger, G. u.
Lechner, J. : Gesteinsgebundene Landformen in ihrer Bedeu-
tung für die Bodennutzung in der Osterhorngruppe
Mitt. d. Geogr. Gesell. Wien 1942,
Bd. 85, H. 1-2, S. 41-53
26. Gradmann, R. : Das Schichtstufenland
Zeitschr. d. Gesell. f. Erdkunde
Berlin, 1919, S. 113-139

27. Gradmann, R. : Süddeutschland Bd. I, Stuttgart 1931
28. Haber, G. : Bau und Entstehung der bayerischen Alpen
München 1934
29. Heim, A. : Beziehung zwischen Faltung und Denudation
im Säntisgebirge
Eclogae geologicae Helvetiae Vol. IX
Nr. I, S. 148-155
30. Heritsch, F. : Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen
Mitt. d. Geol. Gesell. Wien 1912
S. 486-488, Bespr. v. J. v. Pia
31. Hettner, A. : Vergleichende Länderkunde
Bd. II, Leipzig u. Berlin 1934
32. Hummel, K. : Das Problem des Fazieswechsels in der
Mitteltrias d. südtiroler Dolomiten
Geol. Rundschau 1928, S. 223-228
33. Klebelsberg, R. v. : Neuere geologische Forschungen die
südtiroler Dolomiten betreffend
Mitt. d. Geol. Gesell. Wien 1911 S. 156-172
34. Klebelsberg, R. v. : Die Erhebung der Alpen
Zeitschr. d. Dt. Geol. Gesell. 1925,
Bd. 77, S. 275-284
35. " : Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten
Zeitschr. d. Dt. Geol. Gesell. 1927, Bd. 79
36. " : Geol. Führer d. d. Südtiroler Dolomiten
Berlin 1928
37. " : Grundzüge der Geologie v. Tirol, München 1933
38. " : Geologie von Tirol, Berlin 1935
39. Knauer, J. : Die geologischen Ergebnisse beim Bau d. Bayer.
Zugspitzbahn
Abh. d. Geol. Landesuntersuchungen a. Bayer.
Oberbergamt, München 1933, S. 23-50
40. Kockel, C. W. : Ideal-Schichtstufenland und Wirklichkeit
Geol. Rundschau, 1928, Bd. 19, H. 6 S. 478-492
41. Koegel, L. : Beobachtungen an Schuttkegeln aus den Ammer-
gauer Bergen
Mitt. d. Geogr. Gesell. i. München 1920,
Bd. 14, S. 97-118
42. " : Werden und Wandel der hochalpinen Formenwelt
Geogr. Anzeiger 1934, H. 10, S. 230-233
43. Kraus, E. : Zum Verankerungs-Problem d. kalkalpinen
Decken im Bereich des Wettersteingebirges
Zeitschr. d. Dt. Geol. Gesell. 1956, 108, H. 2,
1956, S. 141-155

44. Lehmann, O. : Morphologische Theorie d. Verwitterung von
Steinschlagwänden
Vierteljahresschr. d. Naturf. Gesell.
Zürich 1933, Bd. 78, S. 83-126
45. " : Talbildung durch Schuttgerinne
Bibliothek Geogr. Handbücher Stuttgart
1918, S. 48-65
46. Leuchs, K. : Geol. Führer d. d. Kalkalpen vom Bodensee
bis Salzburg München 1921
47. " : Die Ursachen des Bergsturzes am Reintalanger
(Wettersteingebirge)
Geol. Rundschau 1921, Bd. XII, H. 3/5
S. 189-192
48. " : Der geol. Bau d. Wettersteingebirges u. seine
Bedeutung f. d. Entwicklungsgeschichte d. deut-
schen Kalkalpen
Zeitschr. d. Dt. Geol. Gesell. 1923
Bd. 75, S. 100-113
49. " : Der Bau der Südrandstörung des Wetterstein-
gebirges
Geol. Rundschau 1930, Bd. XXI, S. 81-96
50. " : Tektonische Untersuchungen im Wetterstein-
gebirge
Zeitschr. d. Dt. Geol. Gesell. 1935
Bd. 87, S. 703-719
51. Louis, H. : Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen
Verh. u. wiss. Abh. d. 25. Dt. Geographentages
z. Bad Nauheim, Breslau 1935 S. 118-138
52. Leyden, Fr. : Grundfragen alpinen Formenkunde
Geol. Rundschau 1924, Bd. XV, H. 3
S. 193-215
53. Machatschek, F. : Morphologische Probleme i. d. Alpen
Mitt. d. Geogr.-Ethnogr. Gesell. Zürich
1924/25, S. 5-21
54. " : Geomorphologie
Leipzig 1952
55. Malaschofsky, A. : Morphologische Untersuchungen im alpinen
Isar-Loisachgebiet
Mitt. d. Geogr. Gesell. München 1941, S. 43-136
56. Maull, O. : Grundsätzliche Fragen der Alpengeomorphologie
Geogr. Jahresber. a. Österr. 1933, Bd. 16, S. 1-13

57. Maull, O. : Deutschland
Leipzig 1933
58. " : Geomorphologie
Leipzig und Wien 1938
59. " : Wettersteingebirge
Handb. d. naturräuml. Gliederung
Deutschlands, Remagen 1953, S. 53-55
60. Mojsisovics, E.v. : Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien
Wien 1879
61. Mortensen, H. : Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft
Dt. Geographentag Essen 1953
Wiesbaden 1955, S. 113-114
62. " : Rumpfflächen — Stufenlandschaft —
alternierende Abtragung
Pet. Mitt. 1949, S. 1-14
63. Moscheles, J. : Die Darwinsche Rifftheorie im Lichte
geomorphologischer Forschung
Geologische Rundschau 1920, Bd. II, S. 103-115
64. Nabholz, W.K. : Gesteinsmaterial u. Gebirgsbildung im Alpenquer-
schnitt Aarmassiv-Seengebirge
Geol. Rundschau 1954, Bd. 42, S. 155-172
65. Osswald, K. : Geol. Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe
München 1929
66. Paschinger, H. : Morphologische Ergebnisse einer Analyse d.
Höttinger Breccie b. Innsbruck
Schlernschrift 75, Innsbruck 1950
67. Penck, A. : Geomorphologische Studien aus der Herzegowina
Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1900 S. 25-41
68. Penck, W. : Die geomorphologische Analyse
Geogr. Abh. Berlin 1924
69. Rathjens, C. : Geomorphologische Untersuchungen in
der Reiteralp u. im Lattengebirge im
Berchtesgadener Land
Mitt. d. Geogr. Gesell. München 1939, Bd. 32,
S. 15-89
70. " : Neue Untersuchungen von Flachformen der Höhe
in den Alpen
Erdkunde 1948, Bd. II, S. 79-81
71. Reis, O.M. : Erläuterungen zur geol. Karte des Wetterstein-
gebirges
Geognostische Jahreshefte 1910, S. 61-114

72. Reithofer, O. : Geologie der Puezgruppe
Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien
1928, Bd. 78, S. 157-326
73. " : Geologie der Sellagruppe
Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1928, Bd. 78
74. Richter, M. u.
Schönenberg, R. : Über den Bau der Lechtaler Alpen
Zeitschr. d. Dt. Geol. Gesell. 1953, Bd. 105,
S. 57-79
75. Richter, E. : Gebirgshebung und Talbildung
Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1899, S. 18-28
76. Rothpletz, A. : Das Karwendelgebirge
Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1888 S. 401-474
77. Schäfer, I. : Zur Entstehung der Höttinger Breccie
Pet. Mitt. 1953, S. 110-114
78. Schlagintweit, O. : Zum Problem des Wettersteingebirges
Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt
Wien 1912, Nr. 14, S. 314-327
79. " : Die Mieminger-Wettersteinüberschiebung
Geol. Rundschau 1912, S. 73-139
80. Schmitthenner, H. : Die Oberflächengestaltg. des nördlichen
Schwarzwaldes
Diss. Uni. Heidelberg, 1913
81. " : Entstehung der Stufenlandschaft
Geogr. Zeitschr. 1920, Bd. 26 S. 207-229
82. " : Die Entstehung der Dellen und ihre morpholo-
gische Bedeutung
Zeitschr. f. Morphologie 1925, Bd. I, S. 3-16
83. " : Das Problem der Stufenlandschaft
Pet. Mitt. Erg.-H. 209, 1930 S. 97-109
84. " : Schichttafeln und Rumpfmassen im
morphologischen Geschehen
Geogr. Zeitschr. 1941, S. 281-312
85. " : Die Regeln der morphologischen Gestaltung
im Schichtstufenland
Pet. Mitt. 1954, S. 3-10
86. Seefeldner, E. : Talgeschichtliche Entwicklung des oberen
Salzachgebietes
Pet. Mitt. Erg.-H. 262, 1956, S. 103-114

87. Senarclens-Grancy, W.v. : Stadiale Moränen i. d. Mieminger Kette u. i.
Wetterstein
Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt
Wien 1938, Bd. 88, S. 1-12
88. Sölch, J. : Grundfragen der Landformen in den
nördlichen Alpen
Geogr. Annalen 1922
89. " : Walther Pencks Morphologische Analyse
Geogr. Zeitschr. 1926, S. 31-36
90. Stamm, K. : Schuttbewegungen
Geol. Rundschau 1911, Bd. II, S. 162-197
91. Troll, C. : Studien zur vergleichenden Geographie
der Hochgebirge der Erde
Berichte d. 23. Hauptvers. d. Gesell.
v. Freunden u. Förderern d. Uni. Bonn 1940
92. Trusheim, F. : Die Mittenwalder Karwendelmulde
Wiss. Veröff. d. D. u. Ö. Alpenvereins
Nr. 7, Innsbruck 1930
93. Uhlig, V. : Der Deckenbau in den Ostalpen
Mitt. d. Geol. Gesell. Wien 1909
Bd. II, S. 462-491
94. Uhlig, H. : Die Altformen des Wettersteingebirges
mit Vergleichen in den Allgäuer und Lechtaler
Alpen
95. Volz, W. : Der ostasiatische Landstufenbau als Ausdruck
oberflächlicher Zerrung
Pet. Mitt. 1914, 2. Halbbd., S. 174-178
96. Wagner, G. : Über das Zurückweichen der Stufenränder in
Schwaben und Franken
Jahresber. u. Mitt. d. Oberr. Geol. Vereins 1924,
S. 170-175
97. Wiche, K. : Zur Morphogenese der Gesäuseberge
Geogr. Studien, Festschr. f. Joh. Sölch,
Wien 1951, S. 203-224
98. " : Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und
im Hohen Atlas
Mitt. der Geogr. Gesell. Wien 1953 Bd. 95,
S. 143-164

99. Winkler, A. : Zum jungtertiären Entwicklungsbild der Ostalpen
Centralblatt f. Mineralogie etc.
Jahrg. 1926, Abt. B, Nr. 4, S. 110-121
100. Zeil, W. : Geologie der Alpenrandzone bei Murnau
in Oberbayern
Geologica Bavarica Heft 20, München 1954

Kartenverzeichnis

- a. Topographische Karte v. Bayern 1:25000
 - Nr. 878 Blatt Eibsee
 - Nr. 879 " Garmisch-Partenkirchen
 - Nr. 880 " Mittenwald
 - Nr. 881 " Karwendelspitze
 - Nr. 888 " Zugspitze
 - Nr. 889 " Dreitorspitze
 - Nr. 890 " Scharnitz
- b. Geol. Karte d. Wettersteingebirges 1:25000
Von O.M. Reis und F.W. Pfaff (dazu 71, 1910)
- c. Karte d. Karwendelgebirges 1:25000
(mittleres und östliches Blatt)
Herausgegeben vom D. u. Ö. Alpenverein 1935/36
- d. Geol. Karte d. Karwendelgebirges 1:50000
Von A. Rothpletz (dazu 76, 1888)
- e. Geol. Karte d. Mittenwalder Karwendelmulde 1:25000
Von F. Trusheim (dazu 92, 1930)
- f. Geol. Karte des östlichen Karwendel- und des Achenseegebietes 1:25000
Von O. Ampferer (dazu 7, 1950)
- g. Geol. Karte d. Gesäuseberge 1:25000
Von O. Ampferer (dazu 6, 1935)
- h. **G. Freytags** Übersichtskarte d. Dolomiten 1:100000
Beilage zur Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1902, Blatt 2

Lebenslauf

Am 14. August 1931 wurde ich, Horst Georg Kupke, als Sohn des Lehrers Georg Kupke und seiner Ehefrau Rosa Kupke in Ruderswald Kreis Ratibor in Oberschlesien geboren.

Vom September 1938 an besuchte ich vier Jahre lang die Volksschule zu Leobschütz in Oberschlesien und wechselte danach an die dortige Oberschule über.

Im Februar 1946 setzte ich meinen Schulbesuch nach einjähriger Unterbrechung an der Oberrealschule zu Amberg in der Oberpfalz fort. Hier legte ich im Juli 1952 meine Reifeprüfung ab.

Für das Wintersemester 1952 immatrikulierte ich mich an der Universität München, an der ich zehn Semester die Fächer Geographie, Biologie und Chemie studierte. Die vorliegende Dissertation begann ich auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. O. Maull im Jahre 1954.

